



Gabriel Cellier

**PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL DE ROCHAS DE ALTO
GRAU DA SERRA DA CANGALHA E ADJACÊNCIAS, SUL DO
ESPÍRITO SANTO**

Trabalho Final de Curso
(Geologia)

UFRJ
Rio de Janeiro
2018



UFRJ

Gabriel Cellier

**PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL DE ROCHAS DE ALTO GRAU DA
SERRA DA CANGALHA E ADJACÊNCIAS, SUL DO ESPÍRITO SANTO.**

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, apresentado como requisito necessário
para obtenção do grau de Geólogo.

Orientador:

Julio Cezar Mendes

Rio de Janeiro

Setembro 2018

CELLIER, Gabriel

Petrografia e Química Mineral de Rochas de Alto Grau da Serra da Cangalha e Adjacências, Sul do Espírito Santo
/ Gabriel Cellier - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2018., 79 p.:
il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2018.

Orientadores: Julio Cezar Mendes.

1. Geologia. 2. Petrologia das Rochas Ígneas / Geoquímica – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Mendes, Júlio Cezar. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

Gabriel Cellier

PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL DE ROCHAS DE ALTO GRAU DA SERRA
DA CANGALHA E ADJACÊNCIAS, SUL DO ESPÍTO SANTO.

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, apresentado como requisito necessário
para obtenção do grau de Geólogo.

Orientador:

Júlio Cezar Mendes

Aprovada em:

03/09/2018

Por:

Orientador: Julio Cezar Mendes

Cícera Neysi de Almeida (UFRJ)

Silvia Regina de Medeiros (UFRJ)

UFRJ
Rio de Janeiro
2018

Dedico este trabalho aos meus pais, Renato e Guida e aos meus irmãos Lucas e Júlia, que sempre estiveram ao meu lado, obrigado.

UFRJ
Rio de Janeiro
2018

Agradecimentos

Ao orientador, Júlio Mendes, pela atenção, esclarecimentos e paciência durante a produção deste trabalho, fundamentais para a conclusão do mesmo.

Aos meus pais, Renato e Guida e meus irmãos Lucas e Júlia por demonstrarem apoio de forma permanente e incondicional durante toda a graduação.

A todos os professores e funcionários envolvidos no curso de graduação em geologia, da UFRJ, que contribuíram de maneira direta ou indireta para a realização desse trabalho e de maneira direta para minha formação acadêmica e profissional.

To the National Oceanography Centre, University of Southampton and all those related to it, professors, employees and students on making my time there fruitful with professional and personal growth. Specially Dr. Laura Grange for the unconditional support and help, thank you.

Aos amigos de graduação que compartilharam experiências e aprendizados durante toda essa trajetória, tornando-a ainda mais especial de ter sido vivida e a todos aqueles que de alguma forma colaboraram para a minha formação como geólogo.

*Weder dem Vergangenen anheimfallen noch dem
Zukünftigen. Es kommt darauf ein ganz
gegenwärtig zu sein.*

[Não almejar nem os que passaram nem os que
virão. Importa ser de seu próprio tempo.]

KARL JESPERS

RESUMO

CELLIER, Gabriel. **Petrografia e Química Mineral de Rochas de Alto Grau da Serra da Cangalha e Adjacências, Sul do Espírito Santo**. 2018, 79 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A área do trabalho, localiza-se nas proximidades do município de Guaçuí, sul do Espírito Santo. Geologicamente se situa na zona de transição entre as faixas móveis Araçuai e Ribeira, zona de contato entre rochas granulíticas paleoproterozoicas do Complexo Juiz de Fora e gnaisses ortoderivados paleo- a neoproterozoicos, metamorfizadas em fácies anfibolito alto a granulito. São caracterizadas quatro unidades sendo elas Ortognaisse Serra da Cangalha, Ortogranulito Juiz de Fora, paragnaisse associado do Domínio Costeiro e charnockito. O objetivo desta monografia é a caracterização petrográfica das unidades, estudo da química mineral das fases principais, somando-se a mapas composicionais e perfis em grãos e por fim estudos geotermobarométricos. O ortognaisse possui composição variando entre granito a quartzomonzodiorito, o ortogranulito Juiz de Fora com resultados desde quartzosienito a diorito e o charnockito como granodiorito e quartzomonzodiorito. Petrograficamente a assembleia mineral é semelhante entre as unidades, apresentando como minerais essenciais o plagioclásio, comumente andesina, quartzo e ortoclásio. Os máficos essenciais são biotita, posicionada no campo da flogopita no ortognaisse e ortogranulito e no campo da annita no charnockito, anfibólios cálcicos, classificados como pargasita, mas ocorrem Mg-hornblenda e por fim piroxênios, que ocorrem como acessórios no ortognaisse. Os ortopiroxênios são de composição intermediária entre enstatita e ferrosilita, apresentando valores dos membros entre 29,29-51,14% (En), 47,99-68,66% (Fs) e 0,7-3% (Wo) e os clinopiroxênios, menos comuns, classificados como diopsídio com ocorrência de augita. Fases acessórias incluem minerais opacos (ilmenita, magnetita e Ti-magnetita), titanita, zircão, apatita e eventuais allanita e granada. Estudos geotermobarométricos indicam temperatura de 1100-1130°C e pressão 5,5-6,8 kbar de equilíbrio entre líquido e piroxênios com ocorrência de um episódio posterior provavelmente metamórfico, com temperaturas de reequilíbrio em média de 725°C. Esses resultados apontam rochas formadas a cerca de 20 km de profundidade com gradiente geotérmico em média de 55°C por km e com o reequilíbrio ocorrendo entre 15 a 18 km com gradiente geotérmico de 45°C por quilometro.

Palavras-chave: Faixa Ribeira; Ortognaisses; Petrografia; Química mineral; Termobarometria.

Lista de Figuras

Figura 1 – Localização da área e acessos (modificado de Google Maps)	2
Figura 2 – Encarte tectônico regional (modificado de Trouw <i>et al.</i> , 2013)	5
Figura 3 – Compartimentação tectônica da Faixa Ribeira entre borda do Cráton São Francisco e litoral fluminense (Tupinambá <i>et al.</i> , 2012)	6
Figura 4 – Mapa geológico do sul da Faixa Araçuaí-Ribeira (modificado de Pinto <i>et al.</i> , 1998; Pedrosa Soares & Wiedermann <i>et al.</i> , 2002)	9
Figura 5 – Mapa delimitando a área de mapeamento do Projeto Mimoso do Sul	12
Figura 6 – Mapa geológico da região estudada (Pereira, 2009)	16
Figura 7 – Aspecto geral do Ortognaisse Serra da Cangalha	17
Figura 8 – Ortognaisse Serra da Cangalha migmatítico com estrutura estromática dobrada	18
Figura 9 – Ortognaisse Serra da Cangalha migmatítico com estrutura <i>schöelen</i>	18
Figura 10 – Dobra isoclinal cortada por falha dextral no ortognaisse	19
Figura 11 – Padrão de dobramentos S e Z no ortognaisse	20
Figura 12 – Relação entre ortogranulino e ortognaisse em afloramento	21
Figura 13 – Dobra isoclinal no paragnaisse	22
Figura 14 – Agregado de minerais máficos no ortognaisse	24
Figura 15 – K-feldspato com intercrescimento micropertítico	25
Figura 16 – Novos grãos evidenciando recristalização da rocha	26
Figura 17A – <i>Ribbon quartz</i> contornando grãos da rocha	26
Figura 17B – <i>Ribbon quartz</i> contornando grãos da rocha	26
Figura 18A – Agregado de minerais máficos evidenciando ocorrência de titanita no ortogranulito	28
Figura 18B – Agregado de minerais máficos evidenciando ocorrência de titanita no ortogranulito	28
Figura 19 – Ortopiroxênio e clinopiroxênio coexistentes no ortogranulito	29
Figura 20 – Recristalização estática de minerais félsicos no ortogranulito	30
Figura 21A – Foliação anastomosada marcada por agregado de minerais máficos no ortogranulito	30
Figura 22B – Foliação anastomosada marcada por agregado de minerais máficos no ortogranulito	30
Figura 22 – Recristalização dinâmica de cristais de plagioclásio no charnockito	32

Figura 23A – Piroxênio sofrendo substituição mineral para anfibólio	33
Figura 23B – Piroxênio sofrendo substituição mineral para anfibólio	33
Figura 24 – Substituição mineral da hornblenda para biotita	33
Figura 25 – Diagrama de classificação do protólito ígneo plutônico de Streckeisen (1976) extraído de Pereira (2009)	34
Figura 26 – Diagrama de variação composicional dos piroxênios (Morimoto <i>et al.</i> , 1988)	38
Figura 27 – Perfis composicionais em piroxênios do Ortognaisse Serra da Cangalha	38
Figura 28 – Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos (Hawthorne <i>et al.</i> , 2012)	40
Figura 29 – Gráfico AlVI x AlIV dos anfibólios	41
Figura 30A – Gráfico Al total x Na de centro de grãos de anfibólio	42
Figura 30B – Gráfico Al total x Na de borda de grãos de anfibólio	42
Figura 31A – Perfil composicional em anfibólio do Ortognaisse Serra da Cangalha	42
Figura 31B – Perfil composicional em anfibólio do charnockito	42
Figura 32 – Gráfico Al x Fe/ (Fe+Mg) de classificação de biotitas (Speer, 1984)	44
Figura 33A – Gráfico Al total x Mg de classificação de magmas graníticos (Nachit <i>et al.</i> , 1985)	45
Figura 33B – Gráfico FeO x MgO de classificação de magmas graníticos (Abdel-Rahman, 1994)	45
Figura 34 – Diagrama de classificação de feldspatos (Deer <i>et al.</i> , 1992)	47
Figura 35A – Perfil composicional em plagioclásio do Ortognaisse Serra da Cangalha	48
Figura 35B – Perfil composicional em plagioclásio do charnockito	48
Figura 36 – Diagrama de classificação de feldspatos (Deer <i>et al.</i> , 1992)	50
Figura 37 – Perfil composicional em granada do Ortognaisse Serra da Cangalha	52
Figura 38 – Mapas composicionais de Si, Fe, Ca e Mg no ortopiroxênio	56
Figura 39 – Mapas composicionais de Si, Fe, Ca e Mg no clinopiroxênio	57
Figura 40 – Imagem de elétrons retroespalhados de Microsonda Eletrônica no clinopiroxênio	58
Figura 41 – Imagem de elétrons retroespalhados de Microsonda Eletrônica no anfibólio	59
Figura 42 – Mapas composicionais de Al, Ca, K e Na no anfibólio	60
Figura 43 – Mapas composicionais de Al, Ca, K e Na no plagioclásio	61
Figura 44 – Mapas composicionais de Al, Ca, K e Na no K-feldspato	62

Lista de Tabelas

Tabela 1 – Receitas dos minerais analisados e seus respectivos padrões	35
Tabela 2 – Valores médios dos elementos maiores nos piroxênios de cada unidade	38
Tabela 3 – Valores médios dos elementos maiores nos anfibólios de cada unidade	42
Tabela 4 – Valores médios dos elementos maiores nas biotitas de cada unidade	46
Tabela 5 – Valores médios dos elementos maiores nos plagioclásios de cada unidade	49
Tabela 6 – Valores médios dos elementos maiores nos K-feldspatos de cada unidade	51
Tabela 7 – Valores médios dos elementos maiores no perfil de pontos na granada	53
Tabela 8 – Resultados P-T de equilíbrio de anfibólio e plagioclásio coexistentes pelos métodos de Putirka (2008) e AX	64
Tabela 9 – Amostras de ortognaisses analisadas no AX com valores de pressão por meio do método de Schmidt (1992) e temperaturas ajustadas ao valor de P	65
Tabela 10 – Resultados de temperatura de equilíbrio entre ortopiroxênio e clinopiroxênio coexistentes por meio de Quilf (Andersen <i>et al.</i> , 1996) e Putirka (2008)	66
Tabela 11 – Resultados de temperatura de equilíbrio e fugacidade de oxigênio para ilmenita e magnetita por meio de Quilf (Andersen <i>et al.</i> , 1996)	67
Tabela 12 – Resultados P-T de equilíbrio entre líquido <i>versus</i> ortopiroxênio e líquido <i>versus</i> clinopiroxênio por Putirka (2008)	68

Sumário

Agradecimentos	vi
Resumo	viii
Lista de Figuras	ix
Lista de Tabelas	xi
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	1
1.2 Localização e Acessos	2
2. METODOLOGIA	3
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	5
3.1 Evolução Geológica da Faixa Ribeira	6
3.2 Geologia ao Sul da Faixa Araçuaí-Ribeira	8
3.3 Estágios Orogênicos Brasileiros	9
3.3.1. O Magmatismo Orogenético	10
3.4 Lineamento de Guaçuí	11
4. TRABALHOS ANTERIORES NA REGIÃO	12
4.1 Projeto Mimoso do Sul (Fontes <i>et al.</i> , 1981)	12
4.2 PRONAGEO Folha Espera Feliz – Relatório Final (Horn <i>et al.</i> , 2006)	14
4.2.1. Intrusões Deformadas Pré-Cambrianas	14
5. GEOLOGIA LOCAL E UNIDADES MAPEADAS	15
5.1 Descrição das Unidades de Mapeamento em Campo	17
5.1.1. Ortognaisse Serra da Cangalha	17
5.1.2. Ortogranulito associado ao Complexo Juiz de Fora	21
5.1.3. Paragnaisse associado ao Domínio Costeiro	22
5.1.4. Charnockito	23
6. PETROGRAFIA	24
6.1 Ortognaisse Serra da Cangalha	24
6.2 Ortogranulito associado ao Complexo Juiz de Fora	28
6.3 Paragnaisse associado ao Domínio Costeiro	31
6.4 Charnockito	32
7. CLASSIFICAÇÃO MODAL	34
8. QUÍMICA MINERAL	35
8.1 Piroxênio	37
8.2 Anfibólio	40
8.3 Biotita	44
8.4 Plagioclásio	47
8.5 Feldspato Potássico	50

8.6 Granada.....	52
8.7 Minerais Opacos	54
9. MAPAS COMPOSICIONAIS.....	55
9.1 Ortopiroxênio.....	56
9.2 Clinopiroxênio	57
9.3 Anfibólio	59
9.4 Plagioclásio	61
9.5 Feldspato Potássico.....	62
10. GEOTERMOBAROMETRIA.....	63
10.1 Resultados	64
11. CONCLUSÕES	69
11.1 Estudos Petrográficos	69
11.2 Química Mineral	72
11.3 Geotermobarometria	74
12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	76

1 - INTRODUÇÃO

A área de pesquisa, Serra da Cangalha e adjacências, se situa nas proximidades do município de Guaçuí, no limite entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo. Geologicamente se situa na zona de transição entre as faixas móveis Araçuaí e Ribeira, a localidade se insere na zona de contato entre rochas granulíticas paleoproterozóicas do Complexo Juiz de Fora, que pertencem ao Terreno Ocidental da Faixa Ribeira e gnaisses ortoderivados paleoproterozoicos a neoproterozoicos provavelmente relacionados ao Domínio Costeiro do Terreno Oriental, metamorfizadas em fácies anfibolito alto a granulito.

Na área de pesquisa são definidas quatro unidades de mapeamento sendo elas o Ortognaisse Serra da Cangalha, Ortogranulito Juiz de Fora, paragnaisse associado ao Domínio Costeiro e o charnockito que ocorrem em faixas intercaladas com orientação NE-SW.

O trabalho consiste em análises petrográficas, da química mineral e de estudos geotermobarométricos dessas rochas. Estudos mineralógicos de detalhe focalizando rochas de médio a alto grau da região podem auxiliar no aprofundamento da compreensão da evolução geológica no limite entre os dois importantes cinturões dobrados.

1.1 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo estudo petrográfico, análise da química dos minerais presentes nas rochas e caracterizações termométrica e barométrica das rochas presentes na área da pesquisa.

Os resultados serão mais uma contribuição para estudos de corpos ortognáissicos e ortogranulíticos de médio a alto grau nesta porção da região sudeste, que tem sido alvos de pesquisa por diferentes pesquisadores, incluindo o orientador deste trabalho.

1.2 Localização e Acessos

Á área onde se desenvolve a pesquisa fica no Sul do Espírito Santo no limite com o estado do Rio de Janeiro. Localizado entre os municípios de Guaçuí e São José do Calçado, a área está cartografada na Folha Espera Feliz, escala 1:100.000 do PRONAGEO (Horn, 2006).

Cerca de 400 km do Rio de Janeiro, o acesso mais rápido à área é através da BR-116 (Rodovia Santos Dumont), entrando na BR-393 após o município de Além Paraíba até o município de Bom Jesus do Itabapoana onde se segue pela BR-484 até Guaçuí.

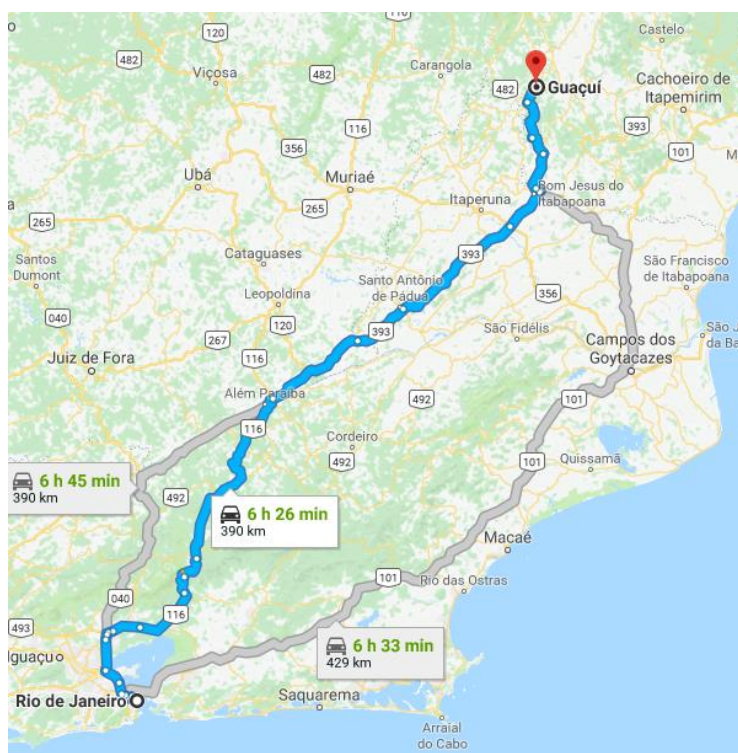


Figura 1 - Localização da área e rota mais rápida a partir do Rio de Janeiro. Fonte: Modificado Google Maps.

2 – METODOLOGIA

O trabalho foi realizado em várias etapas, começando com levantamento bibliográfico e estudos teóricos e práticos dos principais conceitos que seriam aplicados na sua realização.

A segunda etapa consistiu em análise de amostras e de 40 lâminas delgadas das quatro unidades presentes na região. Essas lâminas foram obtidas em trabalhos anteriores (Pereira, 2009 e Silva, 2009) na região e as análises foram realizadas em microscópio petrográfico binocular de luz transmitida (Modelo Axioplan Zeiss). As lâminas foram descritas quanto a sua mineralogia, granulação, aspectos texturais, índice de cor e outras características, assim se chegando a uma descrição média da rocha de cada unidade. Por fim nesta etapa foram selecionadas 7 lâminas (4 de Ortognaisse, 2 de Ortogranulito e 1 de Charnockito) para serem preparadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da UFRJ pelo técnico Tarcísio Raymundo Abreu, para uso na microsonda modelo JEOL JXA-8230.

A etapa seguinte consistiu em caracterizar e mapear os minerais e associações minerais alvos para a análise na sonda. Foram alvos grãos coexistentes entre hornblenda e plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio, ilmenita e magnetita e grãos isolados de piroxênio, plagioclásio, K-feldspato, biotita, granada e minerais opacos.

A quarta etapa foi a análise dos minerais na microsonda modelo JEOL JXA – 8230 do Laboratório de Microsonda Eletrônica (LABSONDA) da UFRJ com colaboração das técnicas Amanda Tosi e Iara Ornellas. Nesta fase os alvos foram núcleo e borda dos grãos selecionados, além da elaboração de perfis e mapas composicionais dos principais elementos presentes em determinados grãos.

O procedimento ocorreu utilizando a voltagem do feixe de elétrons de 15 kV para os silicatos e 20 kV para os minerais opacos, e corrente de 20 nA para ambos. O diâmetro do feixe eletrônico ao atingir os minerais de foi 1 µm tanto para os silicatos como para os minerais opacos.

A quinta etapa foi o processamento desses dados para obtenção das fórmulas estruturais e classificação mineral dos grãos analisados. O tratamento das análises dos piroxênios, plagioclásios, K-feldspato, biotita e granada foi realizado com o *software* MinPet (Richard, 1991), obtendo também os diagramas classificatórios para esses minerais, que foram editados posteriormente no CorelDraw 2017. A análise dos anfibólios foi feita a partir da planilha de classificação de anfibólios de Locock (2014), bem como os diagramas classificatórios.

A sexta etapa consistiu nos cálculos geotermobarométricos e de fugacidade de oxigênio realizados a partir das fórmulas estruturais obtidas na etapa anterior. Estes cálculos foram

realizados por meio dos *softwares* Quilf, v. 6.42 (Andersen *et al.*, 1993), AX (Holland, 1995) e das planilhas pertencentes ao *Thermometers and Barometers for Volcanic Systems* (Putirka, 2008) e *Plagioclase-Hornblende Thermobarometry* (Anderson, 1996).

3 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região sul do Espírito Santo e norte do Rio de Janeiro encontram-se no contexto da Província Mantiqueira, localizada no Escudo Atlântico da Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.*, 1981). A Província Mantiqueira se divide em três porções: Meridional, Central e Setentrional, e a Faixa Ribeira, onde a área de estudo se localiza, está contida na porção Central (Figura 2). Localizada no limite da porção centro-norte da Faixa Ribeira e sul da Faixa Araçuaí, nesta região encontra-se o núcleo metamórfico-anatético do Sistema Orogenético Brasileiro (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001, Silva *et al.*, 2005) e está geotectonicamente inserida no contexto da Faixa Móvel Ribeira, que foi formada a partir da aglutinação do supercontinente Gondwana por ação da Orogenia Brasileiro – Pan-Africana durante aproximadamente 700-480 Ma, com principal intervalo de atividade orogênica na Faixa Ribeira entre 670-480 Ma (Trouw *et al.*, 2000). Sobre tal cenário será apresentado um resumo do modelo proposto para evolução do segmento central da Faixa Ribeira.

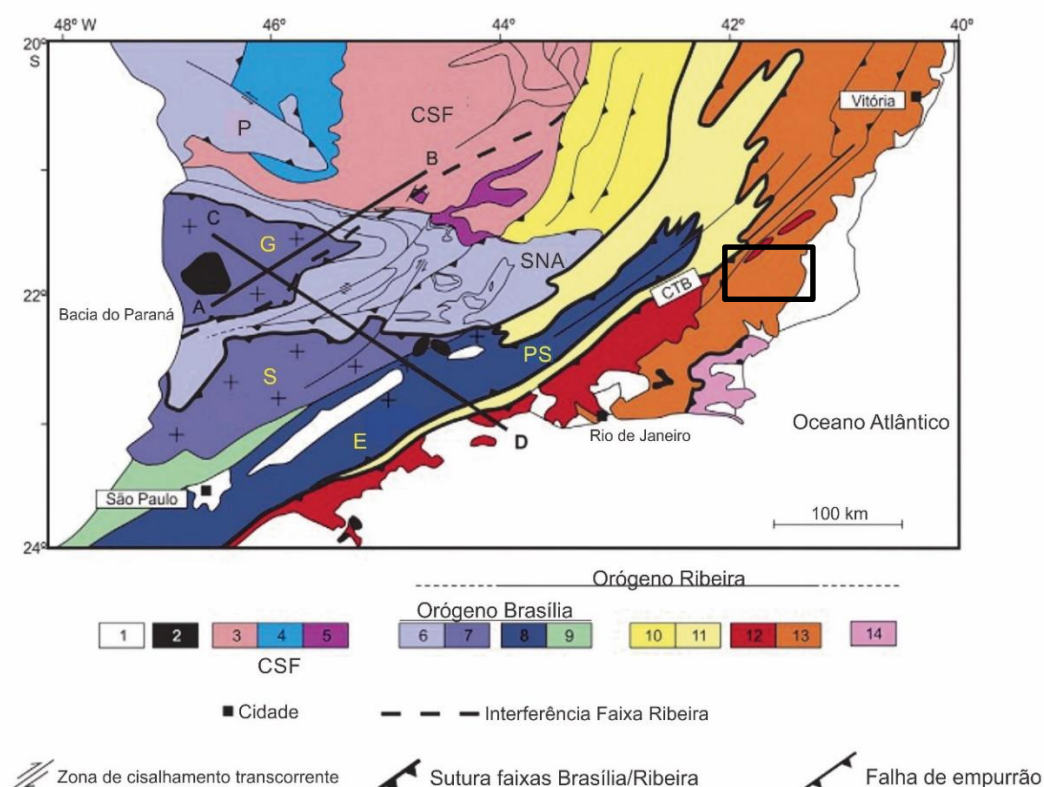


Figura 2 – Encarte tectônico adaptado de Trouw *et al.*, (2013); 1. Bacia do Paraná e bacias de rifte cenozóicas; 2. Plútons alcalinos Cretáceo Superior/Cenozoico; Cráton São Francisco (CSF) (3 - 5), 3. Embasamento; 4. Cobertura (Grupo Bambuí); 5. Cobertura (rochas metassedimentares autóctones e parautóctones); Orógeno Brasília (6 - 9), 6. Sistema de Nappes Andrelândia (SNA) e Nappe Passos (P); 7. Nappe Socorro (S), Guaxupé (G); 8. Terrenos Embu (E), Paraíba do Sul (PS); 9. Terreno Apiaí; Orógeno Ribeira (6 - 14), 10. Domínio Externo; 11. Domínio Juiz de Fora; 12. Arco Magmático Rio Negro (Terreno Oriental); 13. Terreno Oriental; 14. Terreno Cabo Frio. A área destacada no polígono preto representa a área aproximada de estudo.

3.1 Evolução Geológica da Faixa Ribeira Central

A Faixa neoproterozoica Ribeira se estende por cerca de 1400 km ao longo da costa sudoeste brasileira. Faz parte de uma série de faixas de idades neoproterozoicas a eopaleozoicas geradas aproximadamente entre 700 a 480 Ma no contexto da aglutinação do supercontinente Gondwana.

Heilbron & Machado (2003) propuseram a divisão da Faixa Ribeira nas seguintes unidades tectônicas: Terreno Ocidental, Terreno Oriental, Klippe Paraíba do Sul e Terreno Cabo Frio. Os três primeiros amalgamados entre 605 e 580 Ma (Machado *et al.*, 1996; Heilbron & Machado, 2003) e o último tardiamente colado ao orógeno (Schmitt *et al.*, 2004). O Terreno Ocidental é um domínio autóctone considerado margem retrabalhada do Cráton São Francisco e dois sistemas de empurrão com vergência a noroeste, os domínios Andreilândia e Juiz de Fora. O Terreno Oriental é justaposto ao Ocidental e é subdividido em três compartimentos tectônicos: Domínio Cambuci, Domínio Costeiro e Klippe Italva, ligados a arcos magmáticos neoproterozoicos desenvolvidos neste segmento da Faixa Ribeira (Figura 3).

Os terrenos e seus segmentos estruturais são separados por zonas de cisalhamento dúcteis com componente inverso e transpressivo dextral ligadas à deformação principal (Heilbron, 1993; Heilbron *et al.*, 1998, 2000, 2004; Almeida, 2000).

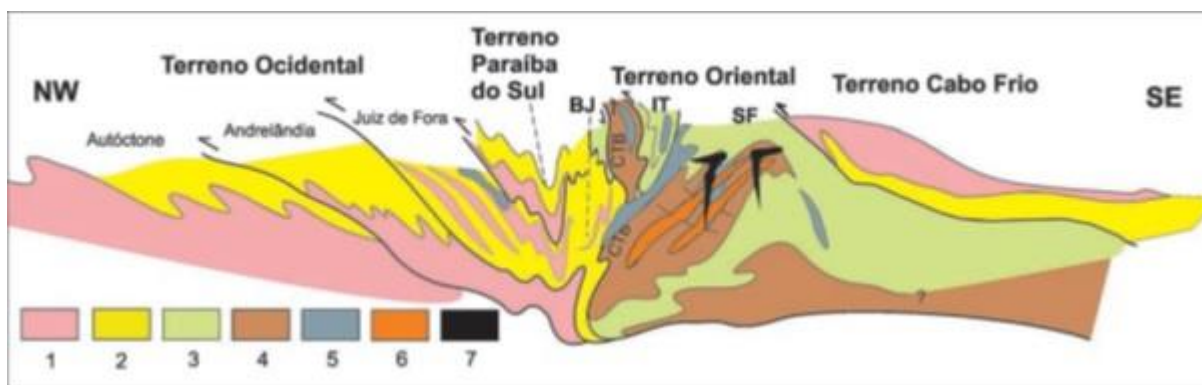


Figura 3 - Compartimentação tectônica da Faixa Ribeira entre a borda do Cráton do São Francisco e litoral fluminense (Tupinambá *et al.*, 2012). 1- Embasamento paleoproterozoico; 2- cobertura metassedimentar pós- 1,8 Ga; 3- seqüências metassedimentares à volta do arco magmático (IT - Grupo Italva, BJ - Grupo Bom Jesus do Itabapoana e SF - Grupo São Fidélis); 4- Complexo Rio Negro, ortognaisses do Arco Magmático; 5- leucognaisses graníticos da Suíte Cordeiro; 6- gnaisses metaluminosos da Suíte Serra dos Órgãos; 7- granitos da suíte Nova Friburgo.

O Domínio Juiz de Fora caracteriza-se pela ocorrência de uma intercalação tectônica, observável em afloramento, entre rochas do embasamento pré 1,7 Ga (Complexo Juiz de Fora) e os metassedimentos da Megassequência Andrelândia, ambos metamorfizados em fácies granulito. O Complexo Juiz de Fora, definição que compreende o embasamento pré 1,7 Ga (Heilbron *et al.*, 1998) compreende granulito gnaissificados com composições entre gabros, dioritos, tonalitos e granodioritos, com variadas texturas sendo mais comuns as variedades granoblásticas a foliadas e, subordinadamente, miloníticas. Sua mineralogia principal consiste em ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, K-feldspato, hornblenda e biotita em diferentes proporções além de zircões, allanita e minerais opacos (Heilbron *et al.*, 2013). A sucessão sedimentar é representada pela Megassequência Andrelândia (Paciullo *et al.*, 2000), uma associação de gnaisses de origem sedimentar que datam entre 1 a 0,79 Ga (Ribeiro *et al.*, 1995; Söllner & Trouw, 1997) de composição pelítica a semi-pelítica. Sua mineralogia principal consiste em granada, biotita e sillimanita, além de quartzo, plagioclásio e K-feldspato, acessórios comuns incluem rutilo, zircão, apatita e turmalina.

O Terreno Oriental se divide em três domínios: O primeiro deles, Domínio Cambuci, encontra-se justaposto tectonicamente ao Domínio Juiz de Fora com o contato representado por uma zona de cisalhamento de baixo a médio ângulo fortemente redobrada. Compreende-se como uma sucessão de metavulcano-sedimentar metamorfizadas em fácies anfibolito alto a granulito posteriormente invadida por diferentes gerações de granitoides. No seu registro há uma variedade composicional característica com variedade de gnaisses associados a rochas metamáficas, gonditos, calcissilicáticas e mármore dolomíticos (Tupinambá *et al.*, 2007).

O Domínio Costeiro cavalga no Domínio Juiz de Fora na região serrana do Rio de Janeiro e a partir de Itaocara (RJ) passa a cavalgar o Domínio Cambuci. Nesse domínio ocorrem sucessões metassedimentares nas fácies anfibolito alto a granulito, essas invadidas por diversas gerações de granitóides, desde relacionados ao Arco Rio Negro a ortognaisses colisionais e granitóides tardi a pós-colisionais do segmento central da Faixa Ribeira (Tupinambá *et al.*, 2007).

Por fim a Klippe Italva, que representa o segmento estruturalmente superior do Terreno Oriental nas regiões central e noroeste fluminense. A Klippe Italva é uma *klippe* sinformal sobre o Domínio Costeiro onde se encontram dioritos, gabros e tonalitos do Complexo Rio Negro em sua base e o restante pertence ao Grupo Italva. O registro desse grupo compreende um conjunto de rochas metavulcano-sedimentares ricos em mármore e anfibolitos que contrastam com o restante do registro ao ter seu metamorfismo não ultrapassando a fácies anfibolito (Tupinambá *et al.*, 2007).

3.2 Geologia ao Sul da Faixa Araçuaí-Ribeira

A Faixa Araçuaí, segundo Pedrosa-Soares & Wiedermann-Leonardos (2000), se localiza entre a borda leste do Cráton São Francisco e o Oceano Atlântico, entre os paralelos 15° e 21°. No segmento centro-norte da faixa as rochas possuem um *trend* estrutural preferencial N-S enquanto que na porção sul o padrão estrutural sobre uma inflexão e se mantém entre NE e NNE, o mesmo apresentado na Faixa Ribeira que se segue do paralelo 21°S até o paralelo 25°S. Nesta região empurrões tectônicos de zonas transpressivas são os principais agentes de deformação e há uma marcante zona de cisalhamento dextral que se segue pela Faixa Ribeira. Por fim não ocorrem descontinuidades metamórficas ou estratigráficas no limite entre as Faixas Araçuaí e Ribeira (Pedrosa-Soares & Wiedermann-Leonardos, 2000).

O regime de convergência que toda a Faixa Araçuaí foi submetida fez que entre 600 a 580 Ma surgissem novos arcos plutônicos com contribuição crustal. Na região central do Espírito Santo ocorreu o principal estágio colisional que durou de 604 +/- 27 Ma a 580 +/- Ma, nesse estágio o grau metamórfico aumentou gradativamente que chegando a atingir fácies anfibolito alto a granulito. Esse processo encurtou a crosta de 30 a 40% devido transposição de estruturas pretéritas, acompanhado de metamorfismo e/ou bandamentos migmatíticos e duas fases de deformação, a primeira D1 com dobras isoclinais e posteriormente D2 com redobramentos em grandes escalas com plano axial com vergência a oeste e amplitudes superiores a 10 km (Pedrosa-Soares & Wiedermann-Leonardos, 2000).

Entre o Neoproterozoico e o Cambriano, ocorreram diferentes episódios magmáticos e plutonismo básico a ácido, que é posicionado regionalmente no mapa do orógeno Araçuaí (Figura 4). O núcleo metamórfico-anatético deste orógeno se divide em dois domínios sendo a norte onde a zona anatética é melhor exposta e a sul onde ocorrem rochas granulíticas e plútons graníticos com núcleos máficos e cisalhamento dextral subvertical.

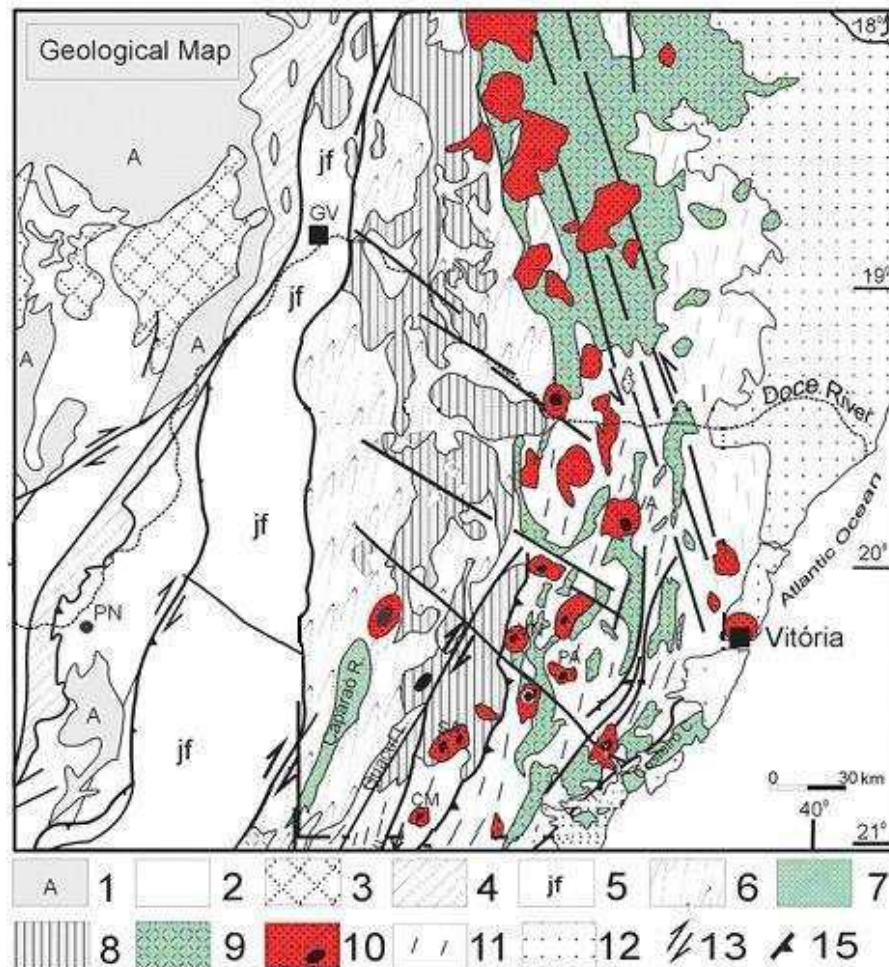


Figura 4 - Mapa geológico do sul da Faixa Araçuaí-Ribeira e arredores cratônicos, destaque para as unidades Neoproterozóicas (modificado de Pinto *et al.*, 1998; Pedrosa Soares e Wiedemann *et al.*, 2002).
 1 Meta sedimentos Arqueanos; 2 Complexos TTG; 3 Suíte Granítica Paleoproterozóica Borrachudos; Unidade Salinas (sedimentos meta-vulcânicos correlatos ao Grupo Dom Silvério); 4 Unidade Salinas; 5 Complexo Juiz de Fora; 6 Suíte Rio Doce; 7 Fácies Granulíticas do Complexo Paraíba do Sul; 8 Suíte G1 (tipo I); 9 Suítes G2 e G3 (tipo S); 10 Suíte G5 (tipo I – pontos pretos representam os núcleos máficos dos plútons); 11 Fácies Anfibolito Alto do Complexo Paraíba do Sul; 12 Coberturas Fanerozóicas; 13 Falhas transcorrentes ou zonas de cisalhamento dúctil; 15 Empurrões e falhas normais ou zonas de cisalhamento

3.3 Estágios Orogênicos Brasileiros

Segundo Trouw *et al.* (2000) a Orogenia Pan-Africano – Brasileira é dividida em três estágios, esses estágios são superimpostos parcialmente no espaço e tempo resultando em um complexo padrão de metamorfismo.

O primeiro estágio ocorreu entre 670 a 600 Ma, registrado no sul da Faixa Brasília, e é relacionado ao fechamento rumo E-W do oceano Brazilides. O tectonismo começou com subducção oeste da placa São Francisco produzindo granitóides de arco magmático, representado pela Nappe Guaxupé. Subsequentes colisões entre o Cráton São Francisco e um outro bloco que atualmente é coberto pela bacia do Paraná resultaram em um sistema de *nappes*.

O metamorfismo desse estágio varia entre fácies xisto verde a fácies granulito.

O segundo estágio é ligado à evolução da Faixa Ribeira e ocorreu entre 630 a 520 Ma durante o fechamento do oceano Adamastor. Inicia-se com uma subducção da margem sudeste do Cráton São Francisco em direção sudoeste sob a microplaca Serra do Mar produzindo granitóides de arco magmático, colisão obliqua subsequente resulta no fechamento do “braço” Ribeira e do oceano Adamastor. Esses eventos geraram um modelo estrutural que inclui *nappes* com vergência NW, gradientes metamórficos invertidos e diferentes plútons granitóides do tipo S. As rochas observadas como pré-colisionais são datadas entre 630 a 595 Ma, idades radiométricas do metamorfismo sin-colisional datam entre 595 a 565 Ma e por fim a fase tardi-colisional entre 540 a 520 Ma, com zonas de cisalhamento dúctil dextral subvertical.

O último estágio do Orógeno Pan-Africano – Brasileiro ocorre entre 520 a 480 Ma e foi responsável pelo fechamento da Bacia Búzios, com metamorfismo alcançando fácies anfibolito a granulito, e empurrão do Domínio Cabo Frio sobre o Domínio Costeiro.

3.3.1 O Magmatismo Orogenético

O texto a seguir foi extraído do trabalho de Wiedemann *et al.* (2002).

Por critérios geológicos e geocronológicos, a subdivisão do magmatismo orogenético na Faixa Araçuaí-Ribeira tem sido descrita como G1, G2, G3, G4 e G5. As suítes G1 e G2 (~580Ma) são de fases sin-colisionais, porém possuem diferentes proporções de constituintes relacionados à fonte. Os granitóides da suíte G3 são menos aluminosos e são resultados da fusão de granitos pretéritos, no início do estágio pós-colisional (~560 – 535 Ma). A suíte G4 é restrita a região de extremo nordeste da faixa e não foi contemplada por estudos prévios e a suíte G5 (~500 Ma) registra os episódios magmáticos mais recentes da área.

Os granitóides G1 são gnaisses tonalíticos, granodioríticos, graníticos e secundariamente dioritos, tectonicamente foliados e frequentemente com megacristais “*augen*” e de feldspatos potássicos em matriz foliada rica em biotita. Enclaves microgranulares máficos a intermediários de composições dioríticas, são estirados ao longo da foliação gnáissica. São considerados granitóides sin-colisionais pois mostram os mesmos padrões de deformação dos gnaisses em que foram colocados. Pelo métodos U-Pb sua idade de cristalização é entre 586 e 575 Ma. Parte deste magma foi cristalizado sob condições anidras e sob altas pressões de CO₂ que levou a cristalização de chanokitóides com núcleos noríticos. Dados geoquímicos apontam esses granitóides G1 como calcio-alcalinos, metaluminosos a levemente peraluminosos, formados em arcos magmáticos. São interpretados como representantes de uma segunda

subducção do arco magmático que intrudiu e cristalizou pouco antes do ápice do metamorfismo. A suíte G2 é um conjunto de intrusões de corpos batolíticos, tipo-S, subalcalinos a calcialcalinos, na maioria granitos com granada e biotita peraluminosos. Estruturas migmatíticas associadas a paragneisses indicaram a natureza autocótone dos corpos, num processo de migmatização de uma seqüência de metassedimentos que originaram diatexitos e granitos foliados. Esta suíte constitui o núcleo anatético do orógeno Araçuaí.

Após o resfriamento, um reaquecimento da crosta granulítica-gnaissica levou as rochas a um retrometamorfismo abaixo das condições anfíbolito/granulito, ao qual magmatismo restrito foi denominado G3 (anatexia II). Este retrometamorfismo é bem observado pela substituição de sillimanita por cordierita e piroxênio por biotita, além do desenvolvimento de texturas coroníticas e simplectíticas em rochas granulítica/charnockíticas. Com o fim do ciclo orogenético há aproximadamente 535 – 480 Ma, plútons G5, de natureza tardi a pós-tectônica, causaram uma nova fase de anatexia (anatexia III).

3.4 Lineamento de Guaçuí

O Lineamento de Guaçuí faz parte de um sistema de lineamentos que se estendem do estado da Bahia até o Rio de Janeiro. Este sistema é marcado estruturalmente por uma faixa de rochas cisalhadas que na região centro-sul do Espírito Santo é denominada “Zona de Cisalhamento de Guaçuí”. Essa estrutura de grande porte tem extensão aproximada de 1800 km. Nesta região rochas do Complexo Paraíba do Sul, Grupo Andrelândia além de diversos corpos ígneos principalmente relacionados as atividades magmáticas paleoproterozóicas e neoproterozóicas foram influenciados com movimentos dextrais com direção E-W, deformados plasticamente e posteriormente de forma rúptil. Esses eventos levaram à recrystalização dinâmica e aumento da foliação das rochas dessa porção central do lineamento.

Essa estrutura é relacionada à continua deformação compressiva em direção ao Cráton São Francisco. Regiões bastante milonitizadas alternando com regiões menos afetadas, contando com alternância entre faixas leucocráticas e melanocráticas englobados em estruturas miloníticas até centimétricas são comuns, geralmente com orientação NNE-SSW, com mergulho ESE, verticalizada ou WNW. Na faixa de influência do Lineamento de Guaçuí é feita uma divisão em três zonas em função da intensidade da deformação: Zonas Marginal, Intermediária e Central (Wiedermann *et al.*, 2002).

As descrições a seguir foram retiradas do relatório final do Projeto Mimoso do Sul (Fontes *et al.*, 1983).

“A Unidade VII apresenta diversificada constituição litológica, predominando gnaisses migmatíticos heterogêneos contendo corpos máficos – anfibolíticos, biotíticos, biotítico-anfibolíticos, dioríticos e em menor proporção charnockíticos e calcissilicáticos. Mostram-se em geral difusamente orientados, ocorrendo estruturas tipo dobradas, *schlieren*, acamadadas, *schollen*. Assinalam-se variações transicionais para tipo granitoides, biotíticos sem inclusões máficas e zonas cataclásticas milonitizadas.

A Unidade VIII inclui gnaisses charnockíticos (hiperstênio gnaisses) associados a anfibolitos, anfibolitos diabasóides, noritos e rochas calcissilicáticas em menor escala. Termos quartzo-feldspáticos granatíferos ocorrem em zonas extremamente tectonizadas”.

4.2 PRONAGEO Folha Espera Feliz – Relatório Final (Horn *et al.*, 2006)

Este relatório aborda a Folha Espera Feliz (SF24-V-A-IV), escala 1:100.000, localizada geograficamente nos estados de Minas Gerais e Espírito Santo. A Folha Espera Feliz compreende quatro folhas em escala 1:50.000 da Carta do Brasil (IBGE) denominadas: Espera Feliz, Divino de São Lourenço, Varre Saí e Guaçuí. As unidades regionais são definidas de forma menos abrangente e serão descritas a seguir em ordem estratigráfica, baseadas no relatório da Folha Espera Feliz de Horn *et al.* (2006).

4.2.1 Intrusões Deformadas Pré-Cambrianas

Durante os eventos da Orogenia Brasileira várias suítes magmáticas intrudiram na região. Essas suítes apresentam diferentes comportamentos químico-mineral além de terem sido afetadas em diferentes graus pela compressão e movimentos transcorrentes gerados pelo evento. Na folha são diferenciados três suítes, descritas a seguir.

O Gnaiss Tonalítico de Manhuaçu ocorre principalmente na região centro-norte da folha, é um ortognaiss granodiorítico, trondhjemítico a tonalítico com partes anfibólio-biotita-gnaiss geralmente orientados N-S, mas com partes isotrópicas consideráveis. Sua provável origem é ligada à fusão de rochas da crosta inferior à média com pouca contribuição de rochas paraderivadas.

O Ortognaiss Estrela ocorre limitado na área em corpos de cenos de quilômetros quadrados alongados a NE-SW. Sua composição varia entre granítico, granodiorítico, monzodiorítico a tonalítico (Horn, 1996; Schmidt-Thomé, 1987). Frequentemente ocorrem formações de pegmatóides e porções fundidas formando veios até métricos discordantes a foliação, exibe textura *augen* com feldspatos, além das texturas *schlieren* e *schollen*.

O Ortognaiss Serra da Cangalha é de composição granítica a granodiorítica, tem porções leucocráticas, bandadas e *schlieren* escuros. Tem aparência semelhante ao Ortognaiss Estrela, mas mais leucocrático. Devido ao seu posicionamento, contém muitos veios pegmatíticos, bolsões pegmatíticos, enclaves de encaixantes e autólitos, por vezes bandados. Exibe contatos transicionais com as encaixantes e também por falhas. Sua origem parece ser ligada a uma diferenciação do Ortognaiss Estrela e que foi injetado em níveis mais altos da crosta. Percebe-se uma interação com as encaixantes, além da abundância em bolsões e veios pegmatíticos, o que sustenta a hipótese de ser uma parte mais diferenciada e marginal do Ortognaiss Estrela.

5 – GEOLOGIA LOCAL E UNIDADES MAPEADAS

Na área de pesquisa foram identificados e individualizados quatro litotipos, sendo eles: 1. Ortognaisse Serra da Cangalha; 2. Ortogranulito, relacionado ao Complexo Juiz de Fora; 3. Paragnaisse, associado do Domínio Costeiro; e por fim 4. Charnockito (Figura 6).

O texto a seguir, descrevendo os aspectos de campo das unidades de mapeamento, foi extraído de Pereira (2009):

No atual estágio do mapeamento da área, as relações de contato entre os litotipos e sua individualização têm sido de difícil compreensão, principalmente em função da não continuidade de afloramentos, do grau de intemperismo das rochas e do complexo padrão de deformação/dobramento, que obliterou estruturas e texturas originais, sobretudo em locais onde foram submetidos a esforços cisalhantes. Desta maneira, os contatos apresentados no mapa geológico foram inferidos a partir da densidade e distribuição de pontos descritos, das atitudes de foliação, com a definição de linhas de contorno, e, em última análise, em função do padrão de dobramento observado na área.

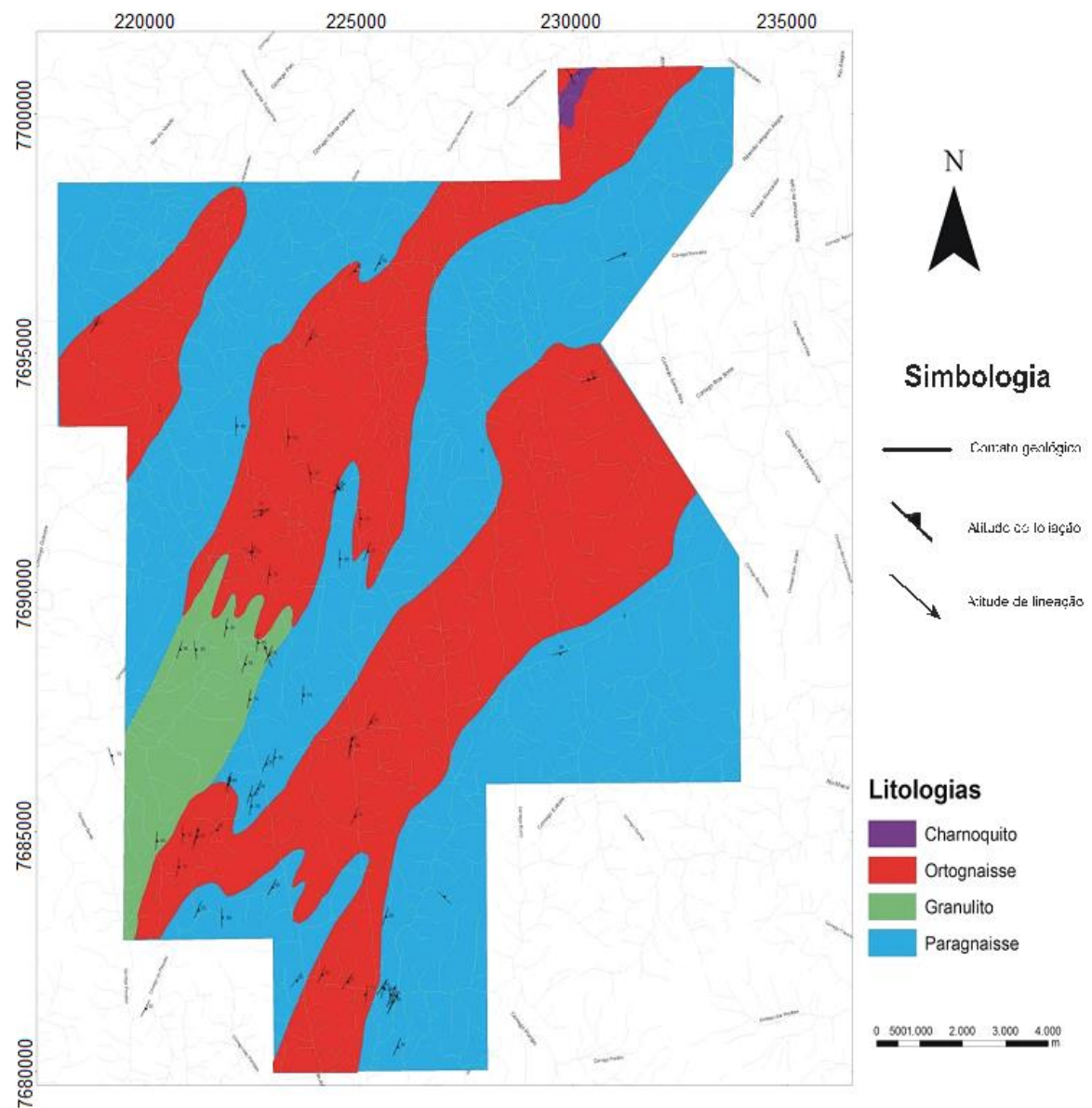


Figura 6 – Mapa geológico da região estudada (Pereira, 2009)

5.1 Descrição das Unidades de Mapeamento em Campo

5.1.1 Ortognaisse Serra da Cangalha:

Este ortognaisse ocorre principalmente em afloramentos em forma de lajedos, encostas, escarpas íngremes ou ainda em blocos de tamanhos variados espalhados pelo solo. A rocha é de cor cinza claro a médio, leuco- a mesocrática com granulometria média a localmente fina a muito fina, esta última relacionada a área de influência de tensões cisalhantes provavelmente associadas a atuação da Zona de Cisalhamento de Guaçuí.



Figura 7 – Aspecto geral da unidade, evidenciando estrutura migmatítica estromática.

Comumente migmatítico, apresenta estrutura estromática (figura 7 e 8) e *schöelen* (figura 9), por vezes *schlieren* e nebulítica. Quando não migmatítico, mostra foliação tectônica descontínua marcada principalmente pelos minerais máficos, comumente interrompidas por leucossomas em forma de veios de quartzo com sua origem ligada a processos de fusão parcial ocorridos no ortognaisse. Localmente apresenta estruturas isotrópicas com minerais hipidiomórficos, possivelmente ligado a processos de recristalização mais intensas nesses locais. A xistosidade nessa unidade é contínua em direção NE-SW marcada por agregados félsicos e máficos (principalmente anfibólio e biotita).

As porções leucossomáticas são compostas por quartzo e feldspato médios a grossos e com frequência apresentam biotita e *spots* de pirobólio de até 3 milímetros. A geometria varia de veios, bolsões irregulares até pegmatitos e aplitos. Enclaves melanocráticos são encontrados normalmente originários do melanossoma, e até pedaços do próprio ortognaisse são

encontrados em meio aos leucossomas. O melanossoma geralmente é de granulação fina e com maiores teores de biotita que de anfibólio, ocorrendo quartzo de contato irregular a arredondado em meio aos minerais máficos. Os contatos entre esses corpos são irregulares, cuspidos e lobados e comumente com feições de fusão nas bordas.



Figura 8 – Ortognaisse Serra da Cangalha migmatítico com estrutura estromática dobrada.



Figura 9 – Ortognaisse Serra da Cangalha migmatítico com estrutura schöelén.

Os minerais máficos presentes na unidade são representados basicamente por pirobólio e biotita. Ocorrem em diferentes formas, como grãos isolados, em pequenos agregados na foliação, como enclaves microgranulares, em meio às porções leucossomáticas e por vezes em lâminas e bandas. São os principais marcadores da foliação descontínua. Os félsicos são representados por feldspatos e quartzo, os feldspatos comumente são brancos, variando desde

cristais tabulares a grãos estirados concordantemente a foliação. Os grãos de quartzo são irregulares e com tamanhos associados aos níveis locais de deformação sendo maiores os mais preservados de processos de recristalização.

Com relação às estruturas, é evidente a predominância da foliação rumando a NE entre 10° a 40° , conforme a tendência regional, e com mergulhos para SE variando entre 40° a 80° em média. Dobras de escala meso a megascópicas são observadas na unidade por toda sua distribuição no mapa.

Dobramentos isoclinais, dobras assimétricas e até recumbentes tem seu plano axial por via de regra paralelos à foliação e revelam a intensidade da deformação, que mascarou fortemente estruturas pretéritas, que foram superimpostas pela foliação gerada no evento regional. Essas dobras são realçadas a nível de afloramento por disposição de veios, lâminas e bandas félsicas e máficas (Figura 10). Eventualmente veios leucossomáticos formam dobras S e Z (Figura 11) nos migmatitos.



Figura 10 – Dobra isoclinal cortada por falha dextral.



Figura 11 – Padrão de dobramentos S e Z observados no Ortognaisse Serra da Cangalha.

5.1.2 Ortogranulito associado ao Complexo Juiz de Fora

Essa unidade ocorre em afloramentos de cortes de estradas, encostas e em blocos isolados. Seu índice de cor é variado, raramente melanocrático, sua cor normalmente é de verde a preto, granulação fina a média, muito recristalizada e com foliação não muito desenvolvida. Quando laminado apresenta lâminas tanto claras quanto escuras marcando a orientação da rocha.

Estruturas de dobras bem como orientação dos minerais são mais visíveis em superfícies de alteração, realçadas pela erosão destacando a foliação da rocha. Na área a ocorrência mais significativa desta unidade é uma pedreira próximo à cidade de Guaçuí. Nesta localidade, o ortogranulito ocorre intimamente associado a um ortogneisse, com contatos bruscos, mas não retilíneos. Enclaves do ortogranulito são visíveis em meio ao ortogneisse, com contatos irregulares e bruscos, o que sugere mistura mecânica de magmas (Figura 12).



Figura 12 – Relação entre o ortogranulito e o ortogneisse em afloramento da pedreira.

5.1.3 Paragnaisse associado ao Domínio Costeiro

Rocha observada em afloramentos em lajedos, drenagens, cortes de estrada e em blocos. Em escala de afloramento se apresenta com ampla variação granulométrica bem como leucocrática e mesocrática. Foliação geralmente bem definida por lâminas biotíticas, sendo localmente protomilonítica com desenvolvimento de quartzo fitado e matriz recrystalizada. Apresenta agregados de minerais máficos, granada vermelha e marrom e por vezes porfiroblastos de K-feldspato.

Em campo são observados bandamentos sutis a bem definidos com atitudes variando entre N-S a N-50E e mergulhando a SE entre 40° a 70°. Estruturas estromáticas em porções migmatíticas ocorrem devido a fusão parcial nessa unidade, com leucossoma de aspecto sacaroidal.

O padrão de dobramento dessas rochas é complexo, marcado por sucessões de dobramentos isoclinais fechados a abertos associados a pelo menos duas fases de deformação (Figura 13). Localmente, veios leucossomáticos podem romper essas estruturas, além da existência de lentes cálciossilicáticas observadas paralelamente à xistosidade da rocha e outros corpos como veios aplíticos e pegmatíticos cortando a unidade.



Figura 13 – Detalhe de dobra isoclinal no paragnaisse.

5.1.4 Charnockito

Esta unidade ocorre somente em dois pontos da área estudada, na forma de pequenos lajedos e blocos dispersos. A rocha é mesocrática, apresenta coloração esverdeada e granulação média, com estrutura isotrópica. Ocorrem xenólitos bem assimilados de gnaisses ricos em granada e no afloramento em lajedo é possível observar o contato brusco entre o charnockito e o gnaiss leucocrático.

6 – PETROGRAFIA

Foram analisadas 40 lâminas pertencentes à área de estudo, todas adquiridas em trabalhos anteriores de Pereira (2009) e Silva (2009). As análises foram realizadas em microscópio petrográfico binocular de luz transmitida modelo Axioplan Zeiss. Dessas lâminas 7 foram preparadas para uso em microsonda e ilustram as descrições abaixo.

6.1 Ortognaisse Serra da Cangalha

Em lâmina a rocha é leuco- a mesocrática, inequigranular, por vezes seriada, hipidiomórfica a xenomórfica e de granulação normalmente fina (0,1 a 1 mm) mas também com porções de granulação média (1 a 2,5 mm), com índice de cor variando entre 5% a 15%. Ocorrem cristais maiores isolados de até cerca de 5 mm, majoritariamente de minerais félsicos, principalmente plagioclásio, ocorrendo também de hornblenda.

Dentre os máficos, ocorrem em ordem decrescente, biotita, hornblenda, minerais opacos e piroxênios, sendo esses dois últimos como acessórios (< 5%). O piroxênio mais frequente é clinopiroxênio de tonalidade verde claro e alta birrefringência (Figura 14).

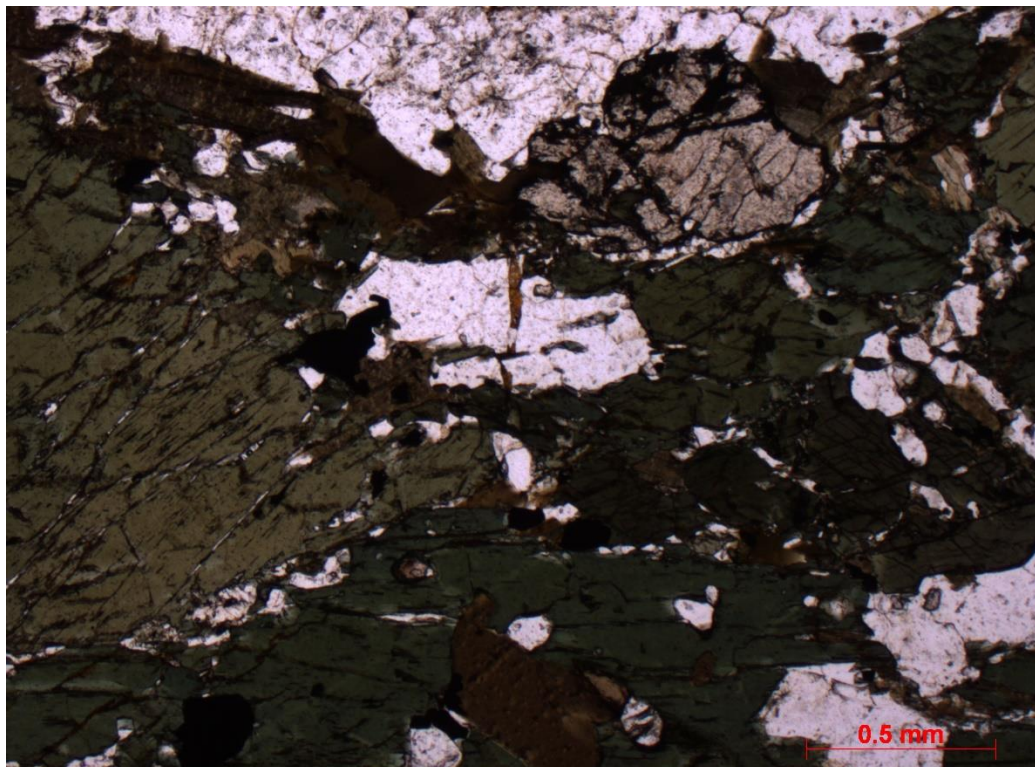


Figura 14 – Agregado de minerais máficos com cristais de piroxênio, hornblenda, biotita, titanita e minerais opacos. Observa-se sobrecrecimento de biotita sobre anfibólio.

Substituição mineral ocorre entre clinopiroxênio e hornblenda, sendo possível observar o clinopiroxênio como núcleo relíctico no anfibólio. Crescimento de biotita sobre anfibólio é comum e mais raramente sobre piroxênios (Figura 14); por vezes observa-se substituições em estágios mais avançados, com cristais de anfibólio já exibindo características ópticas de biotita. Agregados máficos são comuns entre esses minerais, além da presença de opacos originários das reações relacionadas à substituição mineral. Também são encontrados grãos primários de minerais opacos como inclusões ou de forma isolada.

Os minerais félsicos são representados por plagioclásio, em média An 33 - andesina (Pereira, 2009), feldspato potássico (ortoclásio) e quartzo. A recrystalização dos minerais félsicos é muito perceptível assim como estruturas relacionadas como tramas, sub-grãos, novos grãos e fitas de minerais recrystalizados.

O plagioclásio costuma ocorrer em forma de cristais maiores com limites irregulares. Geminação por vezes se apresenta deformada e a observação de geminação periclina é comum. Em alguns cristais é visível a ocorrência de antipertita, bem como grãos sericitizados e com carbonatos preenchendo fraturas. Inclusões de opacos, apatita e biotita são identificadas e grãos menores aparecem bastante recrystalizados.

Os grãos de feldspato potássico costumam ser anédricos e de contatos irregulares, frequentemente apresentam intercrescimento micropertítico (Figura 15) e não apresentam geminação *carlsbad*. Foram observados raras mirmequitas ocorrendo nos contatos entre feldspatos. Devido à má formação ou ausência de geminação a identificação do K-feldspato ao microscópio foi dificultada. Microestrutura evidenciando recrystalização, como novos grãos, é comumente observada (Figura 16).

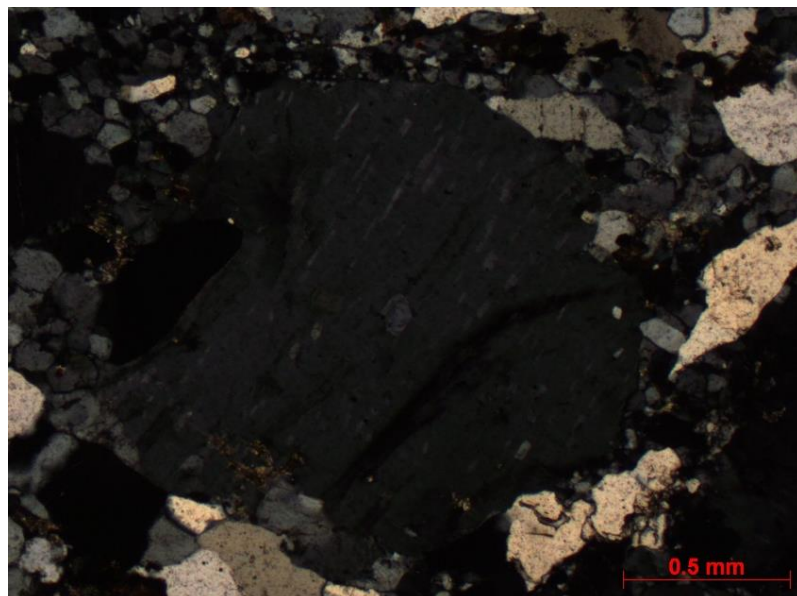


Figura 15 – Grão de feldspato potássico com intercrescimento micropertítico.

O quartzo ocorre límpido e com bordas poligonais. Evidente em lâmina o forte processo de recrystalização, se apresentando muitas vezes com novos grãos e sub-grãos normalmente de tamanhos menores que 0,1 mm. Exibem evidências de recuperação como extinção ondulante e muitas vezes se apresentam recrystalizados em fitas (*ribbon quartz*) (Figura 17 A e B) junto de feldspatos formando uma trama de minúsculos cristais de contornos poligonais que se posicionam em meio a grãos maiores.

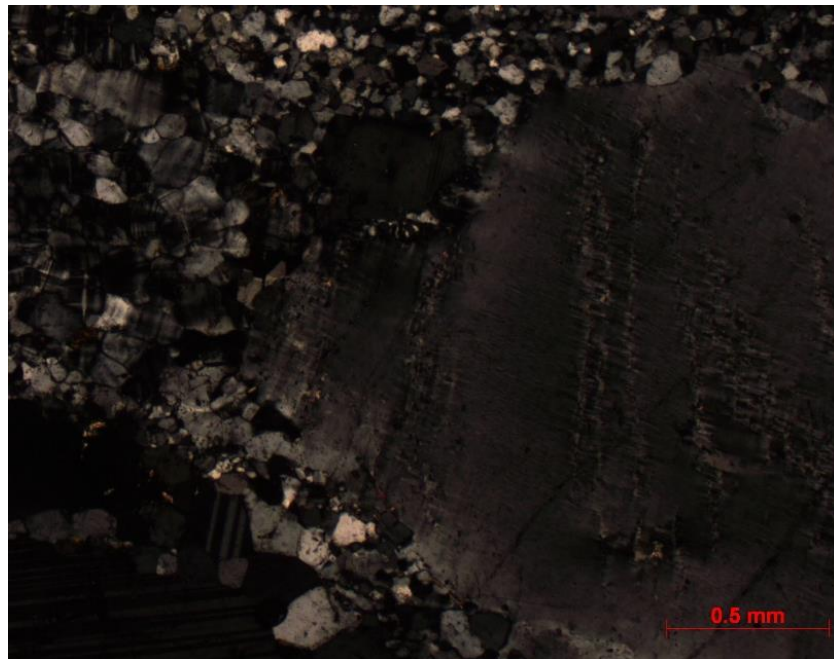


Figura 16 – Novos grãos na borda de cristal de K-feldspato; percebe-se forte processo de recrystalização na rocha.

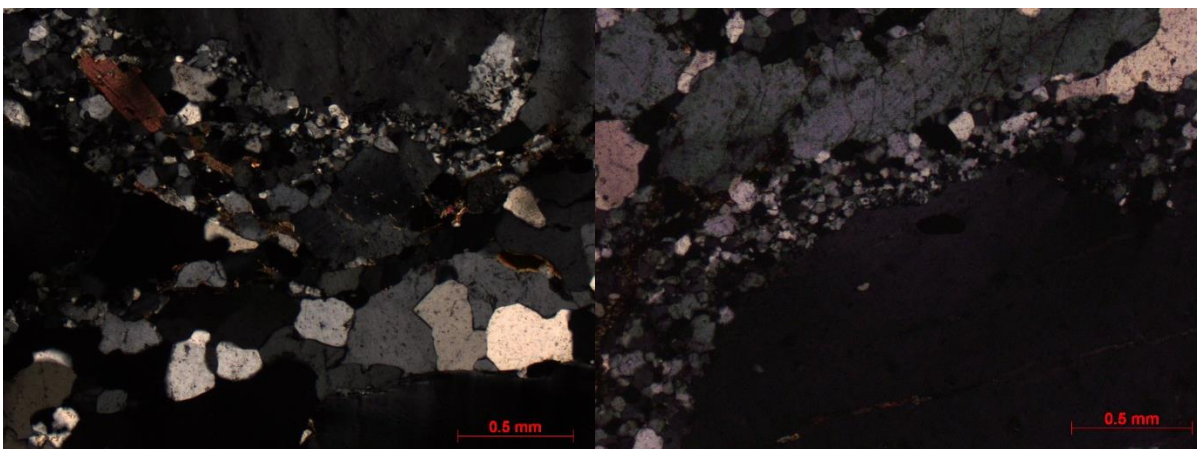


Figura 17 A e B – *Ribbon Quartz*, fitas de quartzo recrystalizados que junto de feldspatos contornam grãos maiores da rocha.

Os minerais acessórios identificados foram apatita, zircão, titanita, opacos, allanita, granada e piroxênio. Ocorrem sobretudo como inclusões nas fases principais, mas também como cristais isolados. Opacos são comuns em meio aos agregados de máficos devido à exsolução no processo de substituição dentre os principais minerais (piroxênio, anfibólio e biotita). A titanita apresenta dois modos de ocorrência: envolvendo minerais opacos na forma de auréola, indicando substituição de ilmenita/Ti-magnetita, e como grãos irregulares, anédricos, via de regra, associados à biotita e mais raramente com hornblenda. A primeira associação mineral sugere substituição ainda na fase intramagmática, evidenciado pelo crescimento tardio de titanita sobre opacos, ou até mesmo em estágio de reequilíbrio metamórfico. A segunda associação mineral pode ser resultado de um evento metamórfico que gerou biotita, hornblenda e titanita. Os minerais secundários identificados foram sericita e calcita, que ocorrem eventualmente como alteração em feldspatos.

A foliação é descontínua e definida principalmente pelos agregados de minerais máficos, principalmente biotita, que melhor marca a foliação devido seu hábito prismático, mas também é mais raramente identificada nos agregados félsicos e quartzo-feldspáticos. Padrão anastomosado de foliação é comum em amostras que apresentam granulação mais fina, em outros casos a orientação é incipiente a não observável, principalmente em lâminas pobres em minerais máficos e seus agregados.

6.2 Ortogranulito associado do Complexo Juiz de Fora

Em lâmina essa rocha é de granulação fina, hipidiomórfica, mas apresentando porções xenomórficas. Tem índice de cor em média de ~40%, salvo porções pobres de minerais máficos e agregados máficos, sendo esses agregados comuns na rocha. Observa-se que a maior parte dos maiores grãos presentes na rocha são de anfibólio e piroxênio, salvo em agregados onde há concentrações de pequenos cristais de biotita frutos de substituição do anfibólio e mais raramente de piroxênio. Por parte dos félsicos, os maiores cristais ocorrem principalmente em feldspatos, tanto plagioclásio como também K-feldspato (ortoclásio).

Os máficos são representados na lâmina por hornblenda, biotita, ortopiroxênio (Opx), clinopiroxênio (Cpx) e minerais opacos (Figura 18 A e B). Percebe-se, como no Ortognaise Serra da Cangalha, a relação de substituição mineral por parte do anfibólio substituindo piroxênio, mantendo o hábito do segundo, e da biotita substituindo os anfibólios e mais raramente substituindo os piroxênios. No entanto, ao contrário do ortognaise a quantidade de biotita é sensivelmente menor e sua ocorrência é mais esparsa, sendo em algumas lâminas encontrada em quantidades de mineral acessório (< 5%). Agregados máficos de Opx, Cpx, hornblenda e biotita são comuns, com ocorrência ocasional de titanita e opacos.

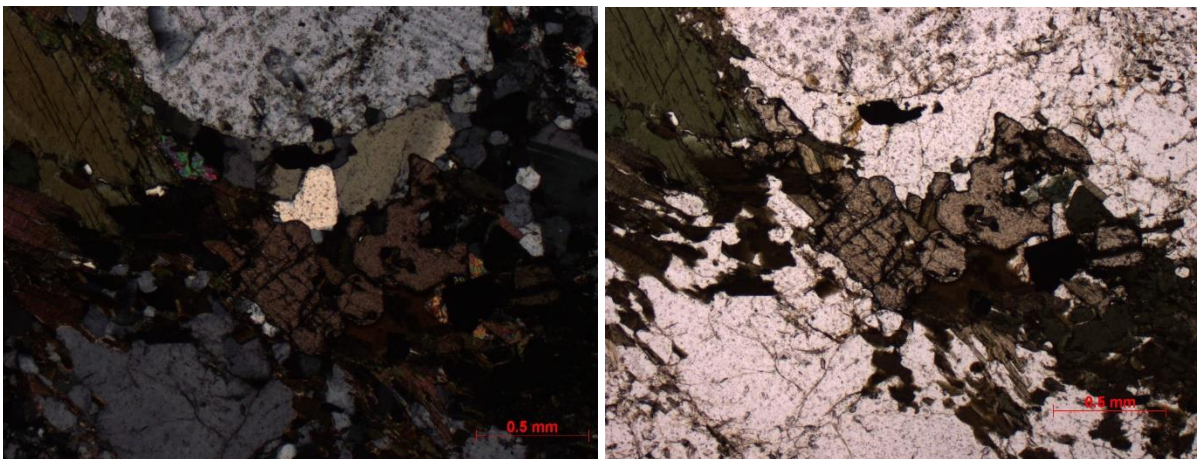


Figura 18 A e B – Agregado de minerais máficos na rocha, eventuais grãos de titanita ocorrem nesses agregados.

Tanto clinopiroxênio de cor verde quanto ortopiroxênio, esses identificados pelo característico pleocroísmo rosa, são observados no granulito. Cristais de hábitos granulares frequentemente são observados, principalmente quando se tem o contato entre os piroxênios (Figura 19). Os grãos se apresentam fraturados e é possível observar essas fraturas por vezes

preenchidas por anfibólio, produto de substituição mineral.

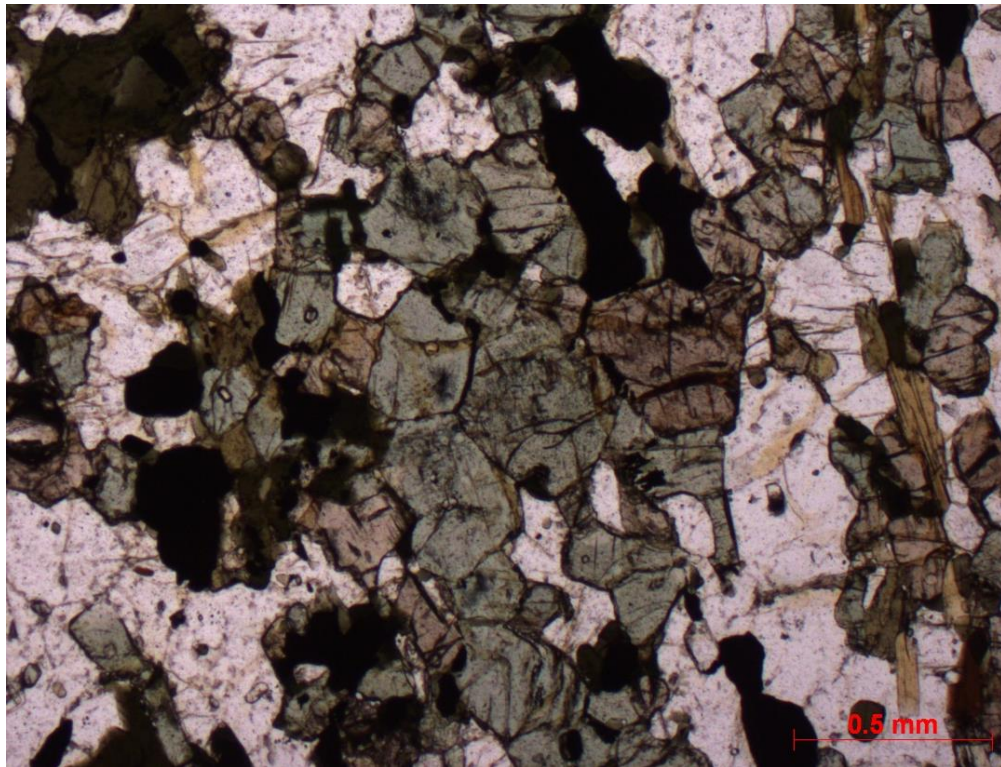


Figura 19 – Coexistência de clinopiroxênio (verdes) e ortopiroxênio (rosados) em lâmina de ortogranulito.

Os minerais félsicos são representados majoritariamente pelo plagioclásio; quartzo e feldspato potássico (ortoclásio) ocorrem menor proporção. Microestruturas evidenciando recrystalização de minerais félsicos são observadas na rocha (Figura 20). O plagioclásio é bem disperso na rocha, mas alguns dos maiores cristais presentes são de plagioclásio, apresentando geminação deformada, periclina, intercrescimento anti-pertítico, extinção ondulante, faces irregulares e por vezes poligonais e apresentando inclusões de opacos, apatita e zircão. O quartzo é comumente recrystalizado em minúsculos cristais de faces poligonais, formando por vezes tramas (*ribbon quartz*) e contando com extinção ondulante e sub-grãos. Muitas vezes se assemelham com feldspatos devido muitos desses últimos não apresentarem geminação e estarem também recrystalizados. Por fim, o feldspato potássico ocorre em cristais anédricos, de faces irregulares e sem geminação *carlsbad*, o que dificulta sua diferenciação, intercrescimento pertítico é encontrado em alguns grãos.

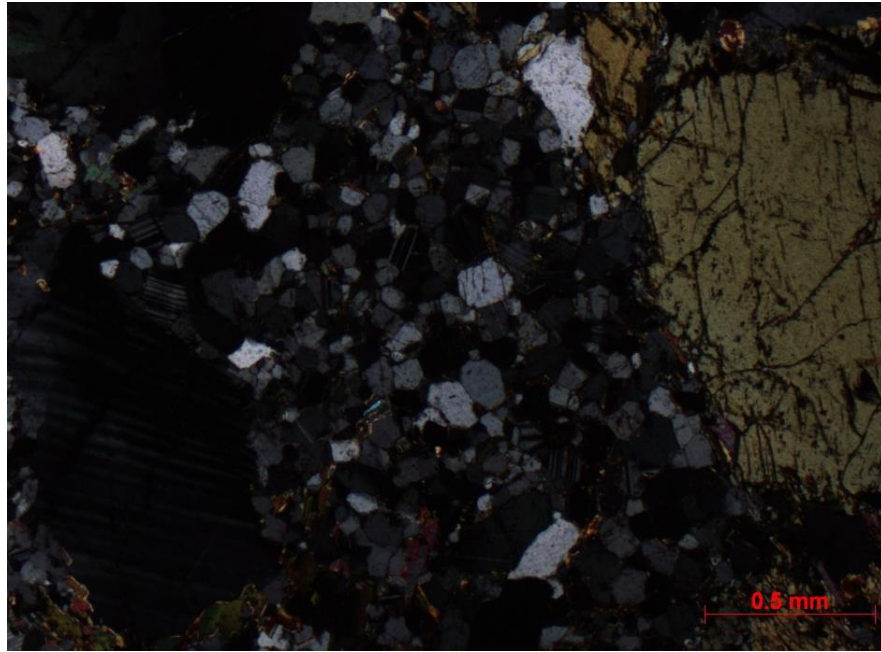
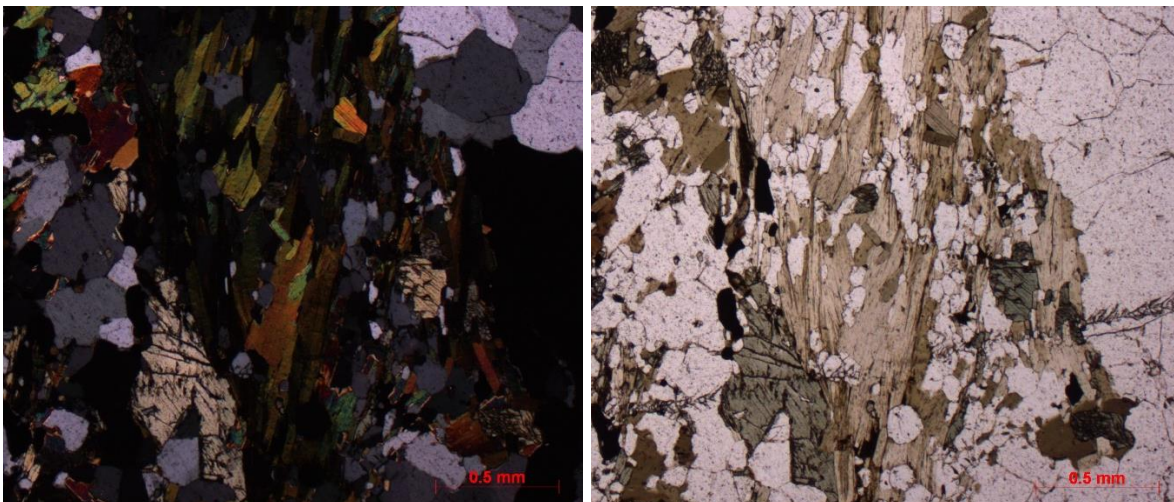


Figura 20 – Recristalização estática de minerais félsicos na rocha

Localmente são encontrados cristais de tremolita, provável produto de reações de retrometamorfismo sobre anfibólio e piroxênios. Outros minerais secundários são sericita, ocorrendo em feldspatos, carbonatos ocorrendo como alteração em plagioclásio, clorita ocorrendo em meio aos piroxênios e anfibólios. Minerais acessórios encontrados são apatita, como grãos isolados e como inclusões, minerais opacos, principalmente em meio a agregados máficos, granada e zircão.

A foliação em lâmina dessa rocha é descontínua e marcada pelos agregados máficos, há variações locais na orientação dos minerais e padrão anastomosado de foliação (Figura 21) é frequente.



Figuras 21 A e B – Foliação anastomosada marcada por agregado de minerais máficos na rocha.

6.3 Paragneisse associado do Domínio Costeiro

Rocha de granulometria fina a média, contendo minerais predominantemente anédricos de tamanhos variados. Feições de deformação em lâmina evidenciam forte processo de recrystalização, podendo ser considerado um protomilonito.

Sua mineralogia essencial consiste em biotita, granada, plagioclásio e quartzo. A biotita se apresenta como cristais em média $< 0,5$ mm e subédricos, por vezes em agregados, mas também com grãos dispersos por toda a rocha, principalmente em meio aos minúsculos grãos félsicos recrystalizados. Há uma relativa orientação dos cristais, marcando a foliação da rocha. A granada ocorre frequentemente junto aos máficos, são grãos de maiores tamanhos, ultrapassam 2,5 mm, mostrando muitas inclusões, principalmente de biotita e apatita.

O plagioclásio ocorre tanto na forma de esparsos porfiroblastos na rocha como muito recrystalizado, assim como os outros félsicos. Apresentam geminação deformada e extinção ondulante. Consideravelmente alterados para carbonatos, tanto em suas fraturas como nos limites dos grãos. O quartzo ocorre com hábito granular e como minúsculos cristais por terem sofrido intenso processo de recrystalização. Ocorrem fitas (*ribbon quartz*) de félsicos contornando grãos maiores.

Fases acessórias identificadas nessa rocha são zircão, apatita e opacos, ocorrendo tanto na forma de inclusões nas fases principais como em grãos isolados em meio a rocha.

Uma característica marcante das lâminas analisadas é intensa sericitização, além de alterações de carbonato nos plagioclásios.

6.4 Charnockito

Em lâmina essa rocha é isotrópica inequigranular seriada, com minerais subédricos a anédricos, índice de cor ~20%. Sua mineralogia essencial é plagioclásio, quartzo, feldspato potássico (ortoclásio), clinopiroxênio, ortopiroxênio, anfibólio (hornblenda) e biotita.

Os félsicos, como nas outras unidades da área de estudos, se encontram recrystalizados (Figura 22), salvo grãos maiores, exibindo extinção ondulante, com sub-grãos e novos grãos e faces poligonais. O plagioclásio com alguma frequência apresenta alteração para carbonato, especialmente nas fraturas, e contam com geminação deformada. Minerais opacos e apatita são as inclusões mais comuns encontradas. Ortoclásio ocorre, mas sua identificação é dificultada devido à ausência de geminação.

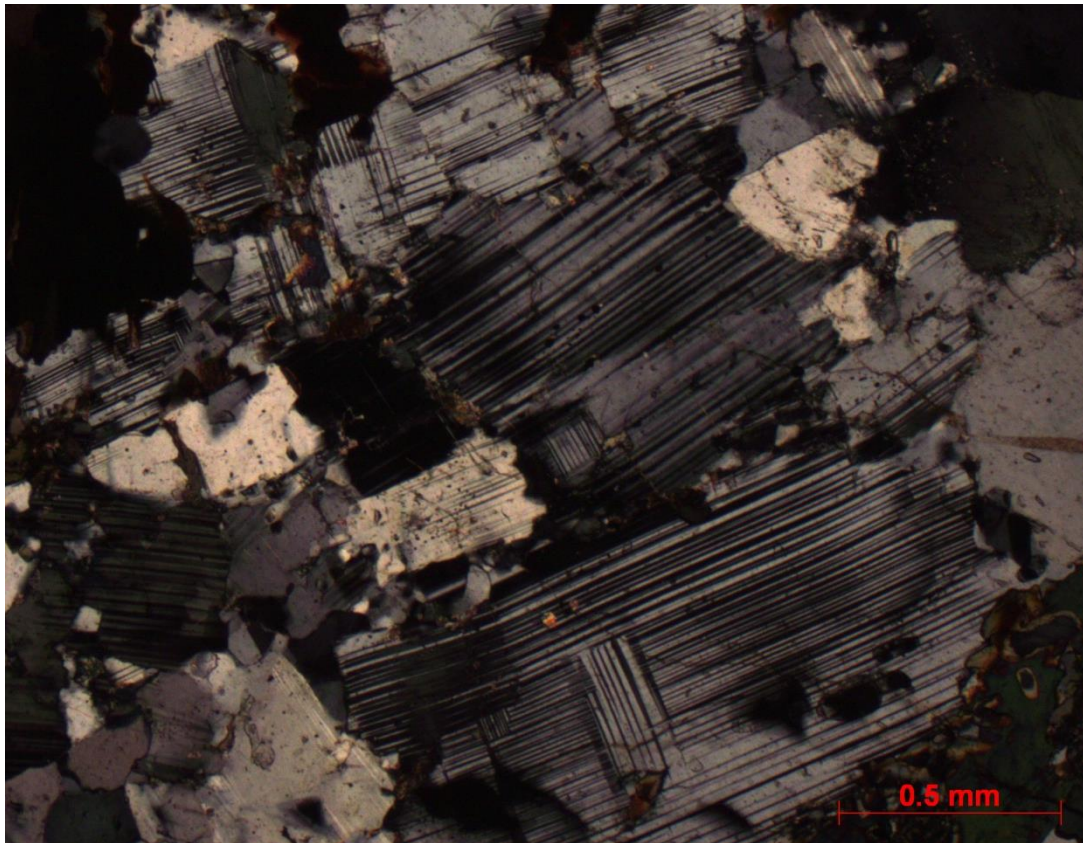


Figura 22 – Recrystalização dinâmica de cristais de plagioclásio.

Os piroxênios apresentam hábitos granulares, tanto clinopiroxênio quanto ortopiroxênio e por vezes ocorrem coexistentes, evidenciando cristalização em equilíbrio. Localmente são observados piroxênios substituídos por hornblenda e biotita, nas fraturas e clivagens (Figura 23). Observa-se inclusões de apatita.

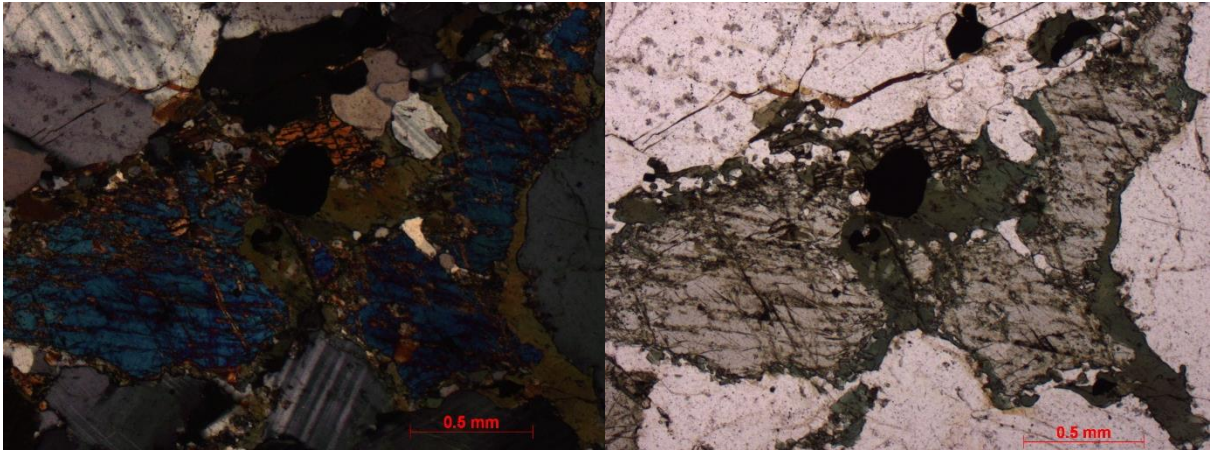


Figura 23 A e B – Cristal de piroxênio sofrendo substituição mineral para anfibólio (hornblenda).

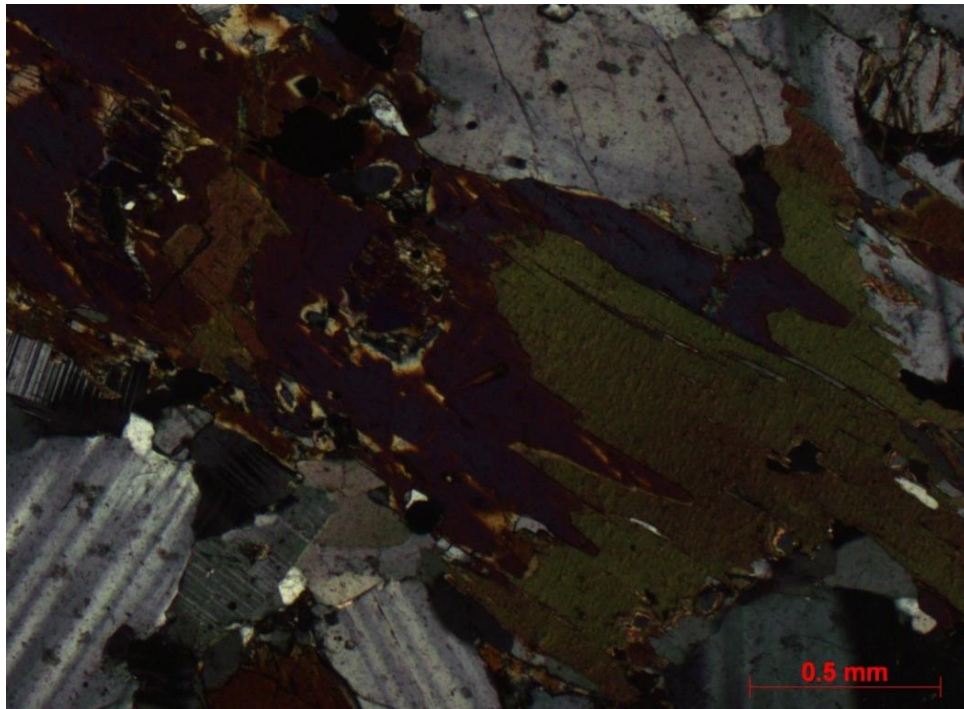


Figura 24 – Processo de substituição mineral do anfibólio (hornblenda) sendo alterado para biotita.

Biotita ocorre dispersa, marcando localmente uma foliação incipiente. Ocorrem também claramente como produto de substituição mineral de piroxênio e anfibólio, ocorrendo principalmente nos limites dos grãos (Figura 24).

Minerais acessórios comuns nessa rocha são zircão, apatita, titanita, minerais opacos, sendo os três primeiros comuns como inclusões nas fases principais e o último ocorrendo associado a outros minerais máficos.

7 – CLASSIFICAÇÃO MODAL

A classificação modal do Ortognaisse Serra da Cangalha encontra-se no diagrama QAP da figura 25, onde se observa um predomínio de composição monzogranítica para as várias amostras analisadas. Também estão posicionadas nesta figura as amostras de ortogranulito, que refletem composições variando desde termos dioríticos, passando por tonalitos e chegando a quartzomonzonito. Duas amostras de charnockito são classificadas como granodiorito e quartzomonzodiorito.

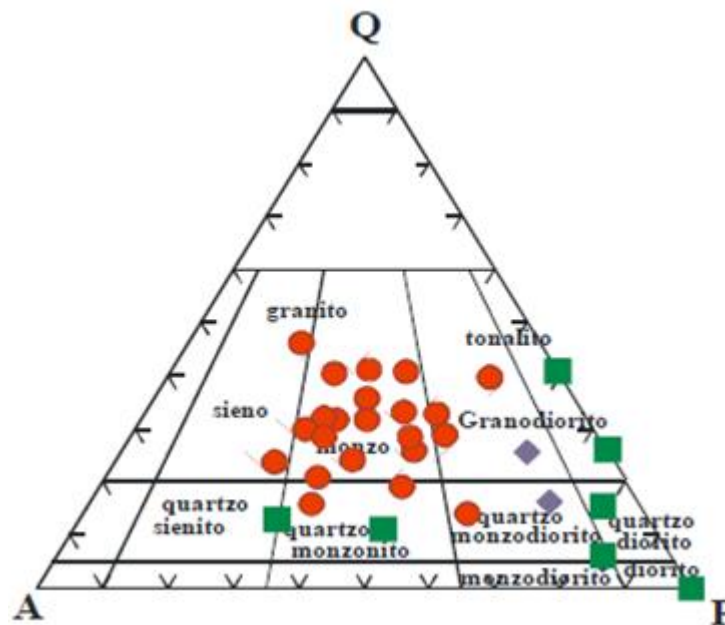


Figura 25 – Classificação das rochas metamórficas de protólito ígneo plutônico, segundo Streckeisen (1976) (Extraído de Pereira, 2009).

Legenda:

● Ortognaisse Serra da Cangalha / ■ Granulito Juiz de Fora / ◆ Charnockito

8 – QUÍMICA MINERAL

As análises de microsonda foram efetuadas no laboratório Labsonda do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, localizado na Ilha do Fundão. A finalidade foi identificar composição dos minerais e possíveis variações químicas em um mesmo cristal, permitindo também determinação de condições P-T de equilíbrio entre determinadas associações minerais presentes nas rochas.

Sete lâminas foram selecionadas para análise, quatro do Ortognaisse Serra da Cangalha, duas do ortogranulito e uma do charnockito.

Os minerais escolhidos para análise de química mineral de elementos maiores foram plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, clinopiroxênio, ortopiroxênio, anfibólio, biotita, minerais opacos e granada. Foram alvos contatos entre anfibólio com plagioclásio, ortopiroxênio com clinopiroxênio e ilmenita e magnetita para posterior etapa de estudos geotermobarométricos.

Nesta fase os alvos foram núcleo e borda dos cristais selecionados, além da elaboração de perfis em determinados grãos. Posteriormente foram elaborados mapas composicionais dos principais elementos presentes em grãos selecionados das fases principais (plagioclásio, feldspato potássico, anfibólio, clinopiroxênio e ortopiroxênio).

As receitas utilizadas na microsonda em cada mineral com seus respectivos padrões para obtenção de análise quantitativa estão listadas na Tabela 1.

Tabela 1 – Receitas de cada mineral analisado com seus respectivos padrões.

	Plagioclásio	Anfibólio	Piroxênio	Biotita	K-feldspato	Granada	Minerais Opacos
Na	Plagioclásio An65	Hornblenda Kakanui	Jadeíta		Sanidina		
Al	Plagioclásio An65	Kaersutita	Cr-Augita	Biotita	Plagioclásio An65	Granada	
Si	Plagioclásio An65	Hornblenda Kakanui	Cr-Diopsídio	Biotita	Sanidina	Almandina	
Mg	Augita	Hornblenda Arenal	Cr-Augita	Biotita		Granada	Ilmenita
Ca	Plagioclásio An65	Hornblenda Kakanui	Cr-Diopsídio		Plagioclásio An65	Granada	
Fe	Augita	Kaersutita	Cr-Augita	Clorita	Obsidiana	Almandina	Ilmenita
K	Anortita	Hornblenda Kakanui		Biotita	Sanidina		
Ti	Vidro Basáltico	Hornblenda Kakanui	Padrão Interno	Padrão Interno		Hornblenda Kakanui	Ilmenita
Mn	Augita	Hornblenda Arenal	Rodonita			Granada	Ilmenita
Cr	Cr-Augita		Cr-Augita			Cr-Augita	

8.1 Piroxênio

Foram analisados cristais de piroxênio de quatro das sete lâminas disponíveis, sendo encontrados em apenas uma lâmina de ortognaisse, duas lâminas de ortogranulito e na única lâmina do charnockito.

Foram identificados, ao todo, clinopiroxênios da variedade diopsídio e augita e ortopiroxênios de composições intermediárias a ferrosilita e enstatita. Nos cristais pertencentes ao Ortognaisse Serra da Cangalha, todos de ortopiroxênio, foram plotados com composições intermediárias mais ricas em ferrosilita (Figura 26), apresentando médias de Fs ~65,09%, En ~33,38% e Wo ~1,51%. Isso ocorreu tanto com composição do núcleo como da borda, evidenciando uma uniformidade composicional dos cristais nessa rocha.

No ortogranulito, rocha que teve maior quantidade de cristais analisados, houve uma grande variação composicional, com núcleos classificados como diopsídio, além de composições intermediárias com médias superiores tanto para enstatita quanto de ferrosilita e bordas com cristais com classificações semelhantes, além de ocorrências de augita (Figura 26).

No charnockito, foram analisados ao todo seis cristais de piroxênio, sendo cinco desses ortopiroxênios apresentando maiores médias de ferrosilita (~54,96%) dentre seus membros, tanto em análises de núcleo como à borda, com o cristal remanescente com núcleo e borda classificados como diopsídio (Figura 26). Justifica-se essa diferença principalmente devido a discrepância nos valores de FeO e CaO desse cristal em relação aos outros cristais analisados. No diopsídio, a média de FeO em sua composição é de ~12,2% enquanto que nos cristais restantes esses valores são em média ~31,7%, a média de CaO em sua composição é de ~22,4% enquanto que nos cristais restantes a média obtida foi de ~0,6% apenas.

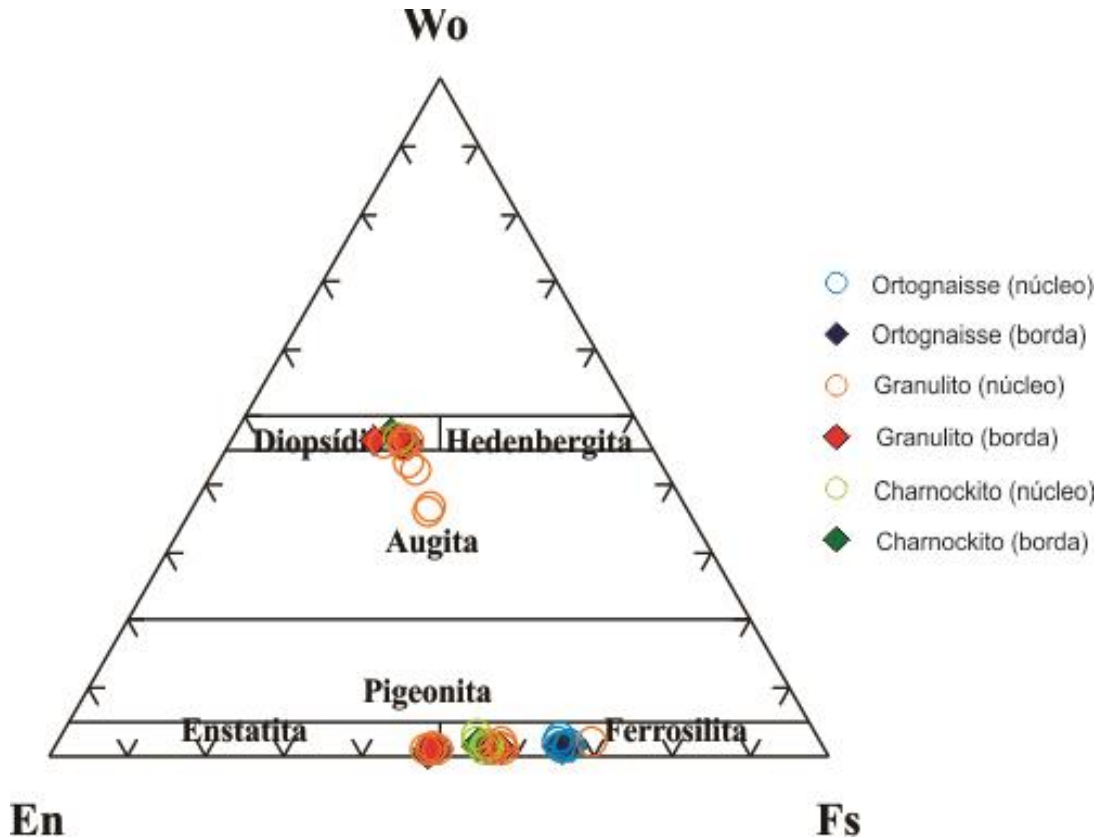


Figura 26 – Diagrama ternário de variação composicional de piroxênios em função dos componentes moleculares: Wo - wollastonita ($\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), En - enstatita ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) e Fs - ferrosilita ($\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) (Morimoto *et al.*, 1988).

Foram elaborados perfis de dois cristais de piroxênio do Ortognaisse Serra da Cangalha (Figura 27), com pontos de uma borda a outra, passando pelo núcleo, para avaliar possíveis variações químicas ou tendências na composição entre as bordas e núcleo dos grãos. Em ambos os cristais se percebe uma uniformidade composicional, sem variações expressivas em nenhum dos elementos mais presentes no piroxênio.

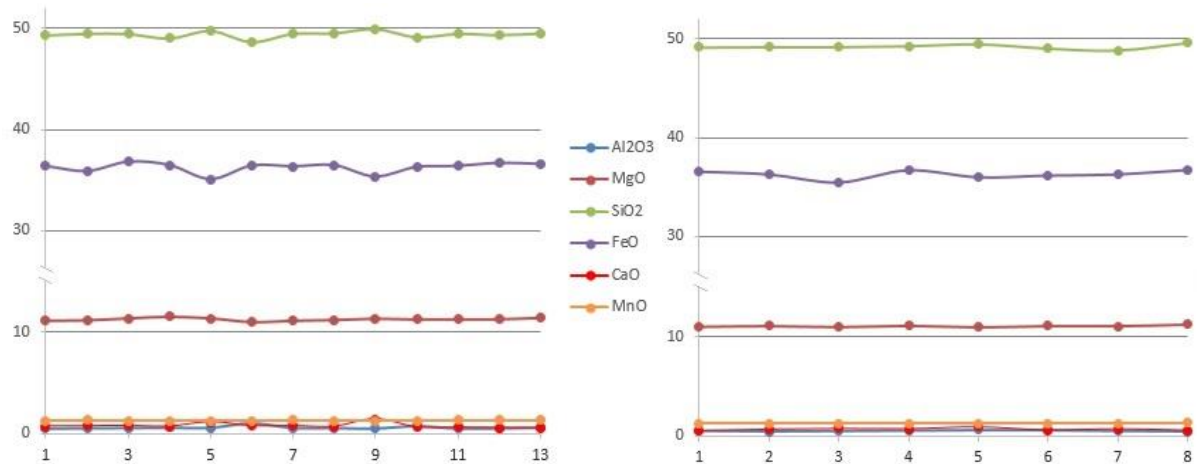


Figura 27 – Gráficos de perfil de pontos realizado em piroxênios do Ortognaisse Serra da Cangalha.

Tabela 2 – Análises químicas representativas dos piroxênios das rochas estudadas: Ortognaisse Serra da Cangalha (Ogn), Ortogranulito (Ogr) e charnockito (Ch).

Amostras	Ortopiroxênio								Clinopiroxênio					
	GU-73		GU-76		GU-84		GU-06		GU-76		GU-84		GU-06	
	Ortognaisse		Ortogranulito				Charnockito		Ortogranulito				Charnockito	
	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda
SiO2	49,05	49,15	51,15	50,98	50,27	50,06	50,15	49,86	51,526	52,265	51,42	51,76	51,351	50,978
Al2O3	0,53	0,47	0,95	0,85	1,41	0,69	0,89	0,85	1,961	1,624	1,71	1,51	2,181	1,834
FeO	36,7	36,65	28,25	28,36	33,24	33,45	31,7	31,78	11,654	10,774	14,76	13,5	12,519	11,981
Cr2O3	0	0	0	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0,031
MnO	1,3	1,28	1,44	1,5	0,86	0,88	1,28	1,29	0,607	0,615	0,37	0,33	0,49	0,501
MgO	10,97	10,88	17,3	17,41	13,44	14,17	14,691	14,65	11,775	12,27	10,89	10,9	10,864	11,126
CaO	0,81	0,56	0,51	0,46	0,6	0,55	0,85	0,58	22,425	22,714	20,94	22,38	22,287	22,53
Na2O	0,01	0	0,01	0,1	0,01	0,01	0	0,01	0,15	0,099	0,12	0,1	0,086	0,082
Total	99,37	98,99	99,61	99,67	99,84	99,81	99,561	99,02	100,098	100,361	100,21	100,49	99,778	99,063
	Número de íons com base em 6 oxigênios.								Número de íons com base em 6 oxigênios.					
Si	1,98	2	1,97	1,97	1,98	1,97	1,97	1,93	1,94	1,96	1,95	1,96	1,95	1,95
Al	0,02	0,02	0,04	0,03	0,06	0,03	0,04	0,04	0,08	0,07	0,07	0,06	0,09	0,08
Fe3	0	0	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0	0,01
Fe2	1,23	1,24	0,9	0,89	1,07	1,08	1,03	1,03	0,33	0,32	0,45	0,4	0,39	0,36
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,02	0,04	0,04	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,66	0,66	0,99	1	0,79	0,83	0,86	0,86	0,66	0,68	0,61	0,61	0,61	0,63
Ca	0,03	0,02	0,02	0,1	0,02	0,02	0,03	0,02	0,9	0,91	0,85	0,9	0,9	0,92
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Soma	3,96	3,98	3,97	4,05	3,96	3,96	3,98	3,93	3,95	3,97	3,95	3,95	3,95	3,96
WO	1,7	1,2	1	0,9	1,3	1,1	1,8	1,2	46,3	46,6	43,7	46,2	46,8	47,1
EN	33,3	33,5	50,3	50,4	40,3	41,8	43,4	43,5	33,8	35	31,6	31,3	31,7	32,4
FS	64,8	65,1	48,5	48,5	58,2	56,94	54,7	55,18	19,7	18,2	24,6	22,3	21,3	20,4

8.2 Anfibólio

Foram estudados vinte e nove grãos de anfibólio, presentes nas sete lâminas analisadas na microsonda. Os dados foram processados a partir da planilha de classificação de anfibólios de Locock (2014) (versão 1.9.3, setembro de 2017) baseada em Hawthorne *et al.* (2012). Na tabela 3 encontram-se os resultados representativos obtidos.

Os cristais de anfibólio presentes nas rochas são de hornblenda, com a maioria classificados como pargasita, ocorrendo cristais classificados como Mg-hornblenda, esses pertencentes ao ortognaisse, e uma ocorrência de análise de núcleo plotado no campo da edenita (Figura 28). As classificações obtidas com as análises são semelhantes tanto para o núcleo como para borda dos cristais, salvo a amostra de núcleo classificada como edenita, demonstrando uma uniformidade composicional dos cristais de anfibólio presentes nas três unidades estudadas.

A amostra discrepante de edenita foi analisada na lâmina GU-53, pertencente ao Ortognaisse Serra da Cangalha. Esta amostra é caracterizada por proporções maiores de SiO₂ (52,02%) e CaO (22,74%) e menores de Al₂O₃ (1,59%), FeO (2,85%), Na₂O (0,68%) e K₂O (0%) comparado aos outros cristais de anfibólio analisados do ortognaisse (SiO₂ 43,20%, CaO 11,58%, Al₂O₃ 10,01%, FeO 17,78%, Na₂O 1,61% e K₂O 1,15%). Nota-se também no ortognaisse variação da composição do centro (SiO₂ 43,94%, FeO 16,54%, MgO 10,05% e Na₂O 1,53%) para a borda (SiO₂ 42,70%, FeO 18,04%, MgO 9,67%, Na₂O 1,49%).

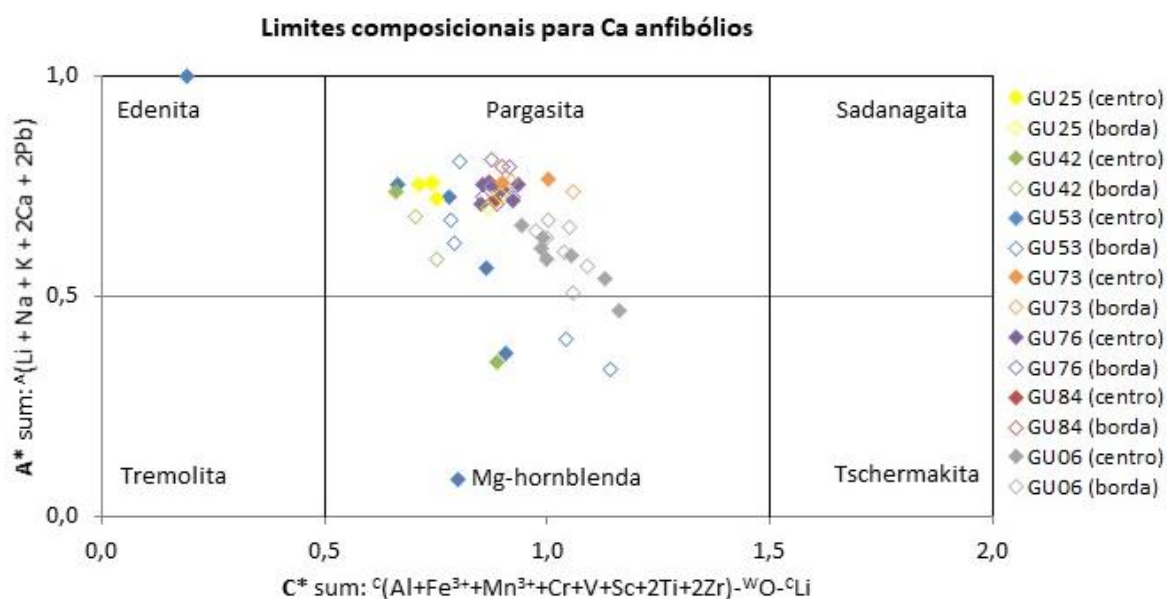


Figura 28 – Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos (Hawthorne *et al.*, 2012) dos cristais de anfibólio encontrado nas unidades.

No diagrama AlIV x AlVI (Figura 29) percebe-se que os valores encontrados para AlVI são relativamente segmentados, prevalecendo valores entre 1,4 a 1,6 p.f.u. aproximadamente, com três exceções acima de 2 p.f.u. ligados a amostras que apresentavam elevados valores de TiO_2 (~5%) e K_2O (~9,36%) e baixas concentrações de SiO_2 (~36,11%), CaO (~0,02%) e Na_2O (~0,07%). A única ocorrência abaixo de 1 p.f.u. é a edenita caracterizada em uma análise de centro de cristal com valor AlVI de 0,104 p.f.u. A quantidade de Al IV varia aproximadamente entre 0,25 a 0,55 p.f.u., com a única discrepância sendo a edenita com valor de 0,181 p.f.u. Percebe-se um certo nível de agrupamento por unidade, como os pontos da lâmina GU-25 que estão agrupados entre os valores de 0,231 a 0,311 p.f.u. e da lâmina GU-73 entre 0,307 a 0,377 p.f.u..

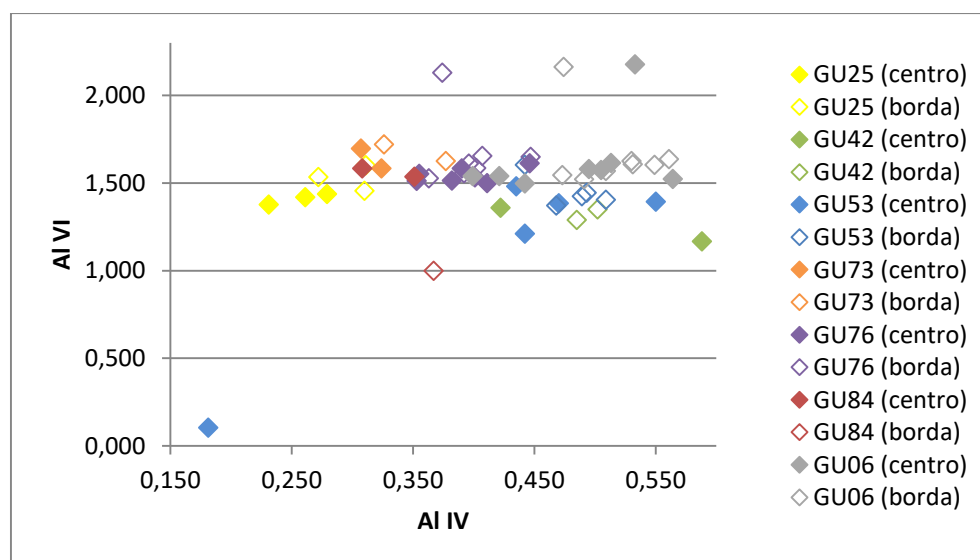


Figura 29 – Gráfico Al VI x Al IV das análises de cristais de anfibólio.

No diagrama Al total x Na (Figura 30) é visível uma relativa uniformidade dos resultados, prevalecendo análises entre 1,8 a 2,3 de Al total (em p.f.u.), com valores um pouco maiores apresentados nos cristais do charnockito, tanto nos centros como nas bordas dos cristais. Os valores de Na também seguem uma tendência de estarem frequentemente entre os valores de 0,040 a 0,060 p.f.u.. Nas análises de borda observa-se uma correlação positiva entre os conteúdos de Al total e Na nas diferentes litologias. Percebe-se uma tendência de agrupamento de algumas unidades como as análises de charnockito (GU-06) com valores maiores de Al total e menores de Na e do ortognaisse da lâmina GU-25, com valores menores de Al total e mais altos de Na. A maior discrepância encontrada, no diagrama de núcleos, é novamente a amostra de edenita, com valores muito inferiores tanto para Al total (0,28 p.f.u.) como para Na (0,20 p.f.u.).

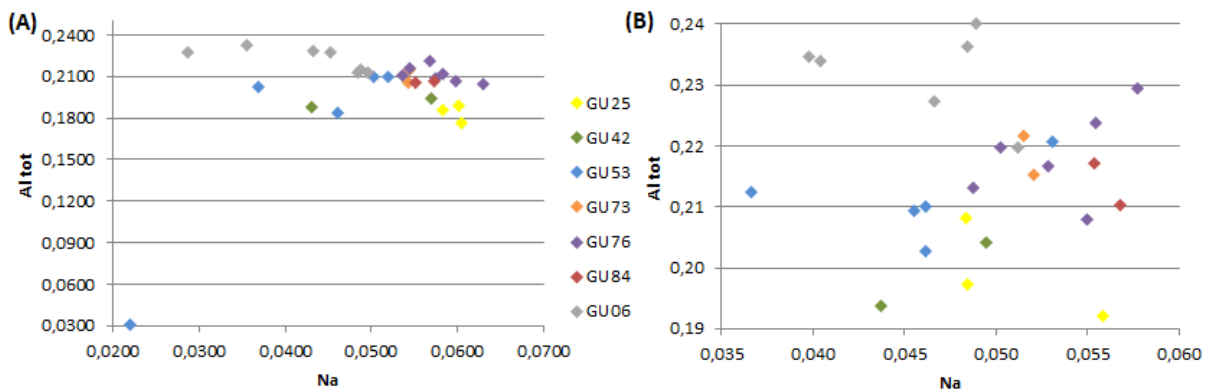


Figura 30 - (A) Gráfico Al total x Na de centro de cristais (B) Gráfico Al total x Na de borda de cristais.

Perfis elaborados de uma extremidade a outra em cristais de anfibólios no Ortognaisse Serra da Cangalha (Figura 31 A) mostram inexpressiva variação composicional dos elementos maiores, demonstrando uma uniformidade composicional e ausência de zonamento dos grãos de anfibólio nessa unidade. O perfil feito no cristal do charnockito (Figura 32B) também apresenta uma uniformidade composicional, com pouca variação nas concentrações dos elementos maiores. No entanto, há diferenças nos valores médios em alguns elementos, principalmente em concentrações maiores de FeO (~19,95%) e menores de MgO (~8,23%) se comparados aos apresentados em cristais do ortognaisse, ~16,97% e ~10,68%, respectivamente.

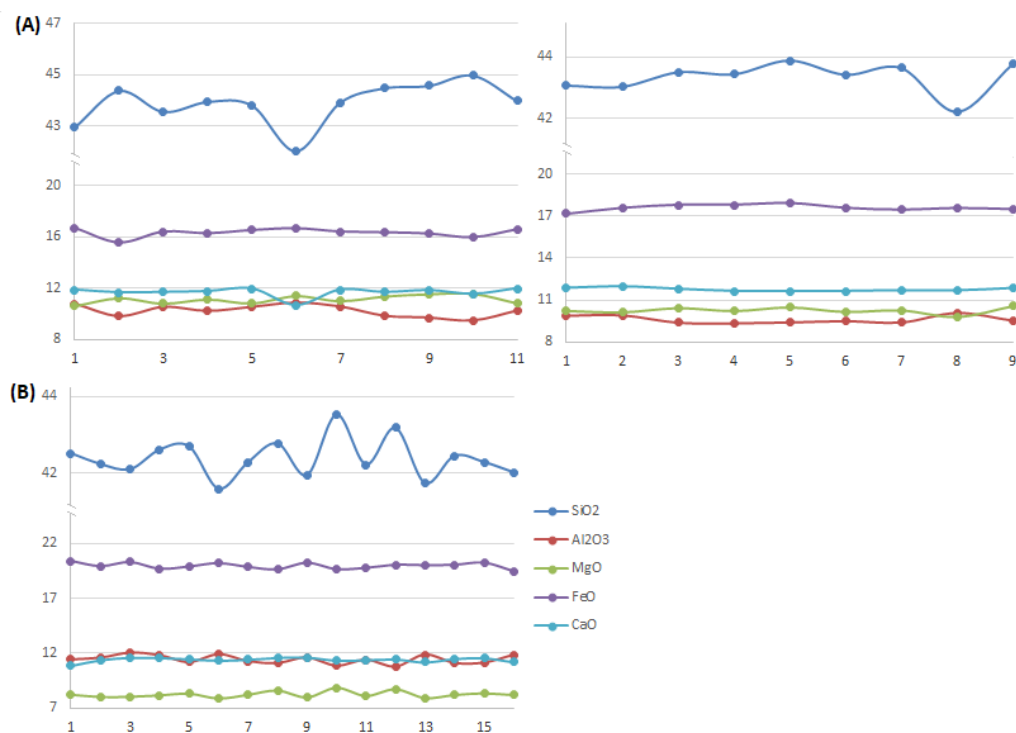


Figura 31 – Perfis composicionais em cristais de anfibólio das unidades (A) Ortognaisse Serra da Cangalha e (B) charnockito.

Tabela 3 – Análises representativas dos cristais de anfibólio das unidades Ortognaisse Serra da Cangalha (Ogn), Ortogranulito (Ogr) e Charnockito (Ch).

Amostra	GU-25		GU-42		GU-53		GU-73		GU-76		GU-84		GU-06	
	Ortognaisse				Ortogranulito								Charnockito	
	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda
SiO2	43,66	42,36	43,59	44,03	43,66	43,04	41,08	41,04	42,4	42,05	42,27	41,71	42,47	42,09
Al2O3	9,38	10,15	9,92	10,14	10,28	10,75	10,72	11,14	10,78	11,13	10,52	10,89	11,34	11,74
FeO	17,55	17,99	15,6	14,97	16,64	16,91	23,82	23,98	18,08	18,39	21,13	20,98	19,93	19,56
MgO	10,46	9,83	11,38	11,49	10,6	10,35	6,1	5,92	9,36	9,21	8,05	7,75	8,21	8
TiO2	1,63	1,33	0,54	0,39	0,32	0,35	1,87	1,9	1,86	1,73	1,84	1,94	1,66	1,75
MnO	0,37	0,34	0,06	0,04	0,02	0,03	0,31	0,26	0,06	0,07	0,05	0,04	0,05	0,06
CaO	11,58	11,81	11,61	11,8	11,87	11,91	11,22	11,36	11,49	11,73	11,48	11,62	11,48	11,67
Na2O	1,84	1,57	1,76	1,44	1,43	1,41	1,68	1,6	1,78	1,65	1,74	1,73	1,32	1,37
K2O	1,4	1,51	1,31	1,25	1,11	0,93	1,64	1,67	1,51	1,58	1,43	1,56	1,34	1,33
Total	97,87	96,89	95,77	95,55	95,93	95,68	98,44	98,87	97,32	97,54	98,51	98,22	97,8	97,57
Número de íons com base em 23 oxigênios.														
Si	6,58	6,47	6,73	6,68	6,63	6,55	6,36	6,32	6,45	6,32	6,441	6,38	6,44	6,34
Al	1,66	1,82	1,76	1,81	1,84	1,93	1,95	2,02	1,93	2,07	1,89	1,96	2	2,17
Fe3	0,1	0,23	0,16	0,14	0,25	0,35	0,2	0,19	0,07	0,09	0,12	0,08	0,18	0,1
Fe2	2,11	2,07	1,68	1,74	1,86	1,8	2,885	2,89	2,23	2,31	2,56	2,6	2,34	2,46
Mg	2,35	2,23	2,65	2,6	2,4	2,34	1,41	1,36	2,12	2,17	1,82	1,77	1,85	1,86
Ti	0,18	0,15	0,05	0,04	0,037	0,04	0,21	0,22	0,21	0,25	0,21	0,22	0,19	0,25
Mn	0,04	0,03	0	0	0	0	0,04	0,03	0	0	0	0	0	0
Ca	1,87	1,93	1,88	1,91	1,93	1,94	1,86	1,87	1,87	1,91	1,87	1,9	1,86	1,66
Na	0,54	0,46	0,46	0,75	0,42	0,38	0,5	0,48	0,52	0,03	0,51	2,46	0,39	0,4
K	0,27	0,29	0,13	0,24	0,21	0,18	0,32	0,33	0,29	0,54	0,27	0,3	0,26	0,46
Soma	15,7	15,68	15,5	15,91	15,577	15,51	15,735	15,71	15,69	15,69	15,691	17,67	15,51	15,7

8.3 Biotita

Cristais para análise foram identificados em quatro de sete lâminas disponíveis, duas lâminas do ortognaisse (GU-25, GU-73), uma do ortogranulito (GU-76) e na lâmina do charnockito (GU-06). Os dados foram processados no *software* MinPet (Richard, 1991) e na tabela 4 tem-se as análises representativas obtidas em cristais de biotita.

Observa-se no gráfico Al x Mg/ (Fe + Mg) (Figura 32) que todos os cristais de biotita do ortognaisse e ortogranulito, tanto centro e borda, estão classificados como flogopita, enquanto que o restante, biotita do charnockito, estão no campo da anita.

Essa diferença ocorre devido as proporções de MgO e FeO na composição química das biotitas do charnockito serem discrepantes dos conteúdos em cristais do ortognaisse e ortogranulito, esses com concentrações semelhantes na composição. Os cristais do charnockito tem quantidade de MgO e FeO aproximadamente de 10,15% e 20,27% enquanto as outras litologias têm médias de 13,82% e 16,19%, respectivamente. As proporções de Al₂O₃ são semelhantes, com 14,18% no charnockito e 14,04% nas biotitas do ortognaisse e ortogranulito. Taxas de TiO₂ e K₂O são em média de 4,00% e 9,60% no charnockito e 3,19% e 9,89% nas biotitas das outras unidades.

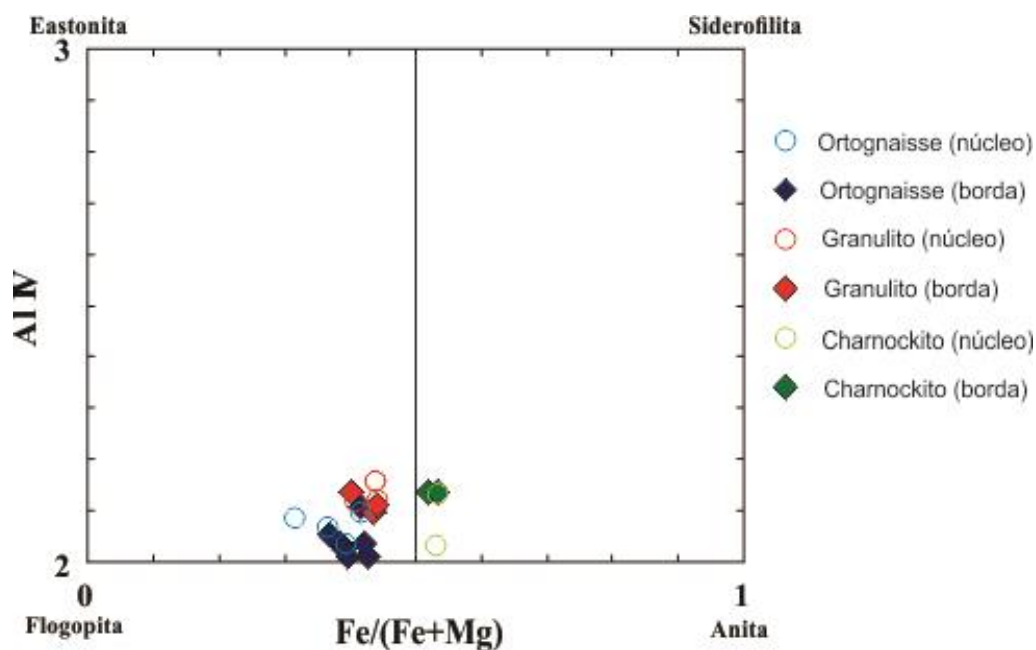


Figura 32 – Gráfico Al x Fe/ (Fe+Mg) para classificação das biotitas (Speer, 1984) encontrada nas rochas da área de estudo.

Nachit *et al.* (1985) elaborou um diagrama (Figura 33A) a partir da composição das micas em granitóides para classificar o tipo de magma onde os cristais de biotita se formaram.

Esse diagrama Al total x Mg se divide em quatro grupos, de magmas peraluminosos, cálcio-alcalino, sub-alcalino e alcalino-peralcalino. Todas as amostras analisadas são plotadas no campo de magma cálcio-alcalino. Percebe-se menores valores de Mg nas amostras do charnockito, em média de ~2,44, enquanto que o ortogneisse apresenta a maior média com ~3,33.

Abdel-Rahman (1994) propôs um diagrama discriminatório (Figura 33B) de suítes graníticas entre magma alcalino (A), cálcio-alcalino (C) e peraluminosos (P) baseado na composição química de biotita. Todas as amostras foram posicionadas no campo C, de magma cálcio-alcalino, corroborando com a classificação feita no diagrama de Nachit *et al.* (1985), percebendo inclusive a tendência de agrupamento do charnockito relacionado a menores taxas de MgO em sua composição. Segundo definição do autor, as biotitas se separam em três campos distintos, sendo as amostras aqui estudadas pertencentes ao campo C, cálcio-alcalino, que por definição são biotitas moderadamente enriquecidas em Mg com uma razão média de FeO/MgO de 1,76. As amostras do charnockito apresentam médias de ~1,99, ortogranulito 1,33, e as amostras do ortogneisse contam com 1,12.

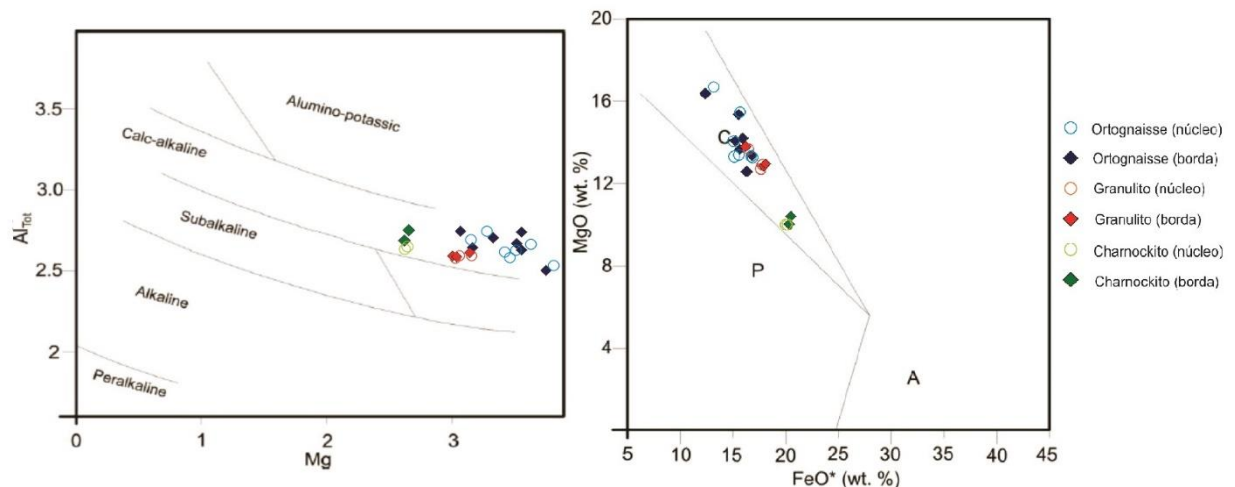


Figura 33 – (A) Gráfico Al total x Mg (Nachit *et al.*, 1985) (B) Diagrama MgO x FeO (Abdel-Rahman, 1994)
C: Cálcio-Alcalino, P: Peraluminoso, A: Alcalino.

Tabela 4 – Análises químicas representativas de cristais de biotita das unidades estudadas.

Amostra	GU-25		GU-53		GU-76		GU-06	
	Ortognaisse				Ortogranulito		Charnockito	
	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda
SiO ₂	37,58	37,49	37,89	37,92	36,73	37,00	36,44	36,31
TiO ₂	3,14	3,01	2,77	2,70	3,75	3,78	4,02	3,98
Al ₂ O ₃	13,87	14,00	14,48	14,33	13,83	13,84	14,01	14,37
FeO	15,80	16,10	15,40	15,23	17,45	17,35	20,23	20,32
MgO	13,46	13,56	15,03	14,94	13,05	13,14	10,03	10,26
K ₂ O	9,77	9,67	10,11	9,94	10,00	10,02	9,56	9,64
Total	93,61	93,82	95,67	95,06	94,82	95,12	94,29	94,88
Número de íons com base em 22 oxigênios.								
Si	6,006	5,978	5,91	5,95	5,867	5,883	5,916	5,863
Ti	0,337	0,37	0,325	0,318	0,45	0,452	0,495	0,483
Al	2,61	2,63	2,663	2,645	2,602	2,591	2,658	2,731
Fe ₃	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ₂	2,112	2,148	2,011	2	2,331	2,307	2,747	2,743
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	3,206	3,221	3,498	3,494	3,107	3,115	2,427	2,469
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0	0	0	0	0	0	0	0
K	1,991	1,966	2,015	1,99	2,037	2,032	1,981	1,985
Soma	16,262	16,313	16,422	16,397	16,394	16,38	16,224	16,274

8.4 Plagioclásio

Os dados obtidos com as análises dos cristais de plagioclásio foram processados no *software* MinPet (Richard, 1991). A tabela 5 apresenta análises representativas obtidas em cristais de plagioclásio das unidades estudadas.

Os cristais estudados foram majoritariamente classificados como andesina, tanto análises de centro e borda, ainda ocorrem alguns cristais classificados como oligoclásio, sendo todos pertencentes ao Ortognaisse Serra da Cangalha (Figura 34). Ocorrem duas discrepâncias nas classificações, ambas em plagioclásio do charnockito, a primeira de núcleo classificado como labradorita (An 51,5%, Ab 46,6% e Or 2%), mas o valor de anortita, é próximo ao limite com o campo da andesina, e uma outra análise de núcleo classificada como bytownita (An 76%, Ab 23,3% e Or 0,7%) (Figura 34). Nesse ponto os valores de CaO e Na₂O presentes são 15,48% e 2,62% enquanto que a média das outras amostras são de 8,72% e 6,43%, respectivamente. Nota-se também valores discrepantes de SiO₂ e Al₂O₃ em relação à média dos outros cristais, com valores de 49,99% e 32,24% nesse cristal de charnockito, enquanto que as médias dos grãos remanescentes são de 58,4% e 26,81%, respectivamente.

Observa-se no diagrama da figura 34 que há uma tendência ao agrupamento das composições por rocha. No ortognaisse se agrupam entre oligoclásio cálcico e andesina sódica, no ortogranulito correspondem a andesina sódica a intermediária, enquanto que no charnockito os cristais de plagioclásio compreendem predominantemente a andesina cálcica.

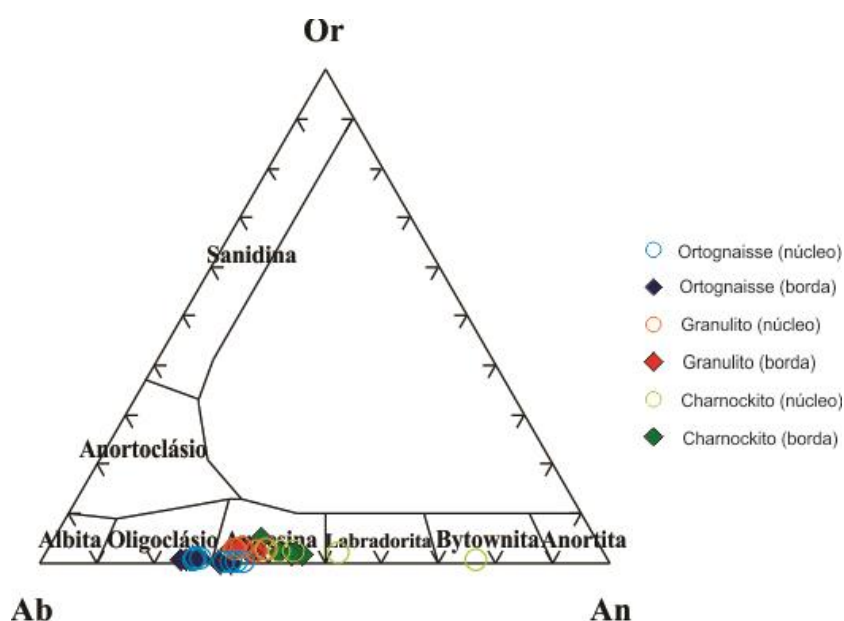


Figura 34 – Diagrama ternário Ab-An-Or para classificação de feldspatos (Deer *et al.*, 1992). Ab - albita, An – anortita, Or – ortoclásio.

Percebe-se nos perfis elaborados de borda a borda de cristal (Figura 35 A e B) que não ocorrem grandes variações composicionais em nenhum dos elementos maiores do mineral, tanto nos cristais do ortognaisse como do charnockito. No entanto é possível notar no plagioclásio presente no charnockito um caráter mais cálcico, os valores de CaO são superiores aos de Na₂O, corroborando com o que foi enfatizado no diagrama da figura 34, onde as análises apontam para andesina cálcica.

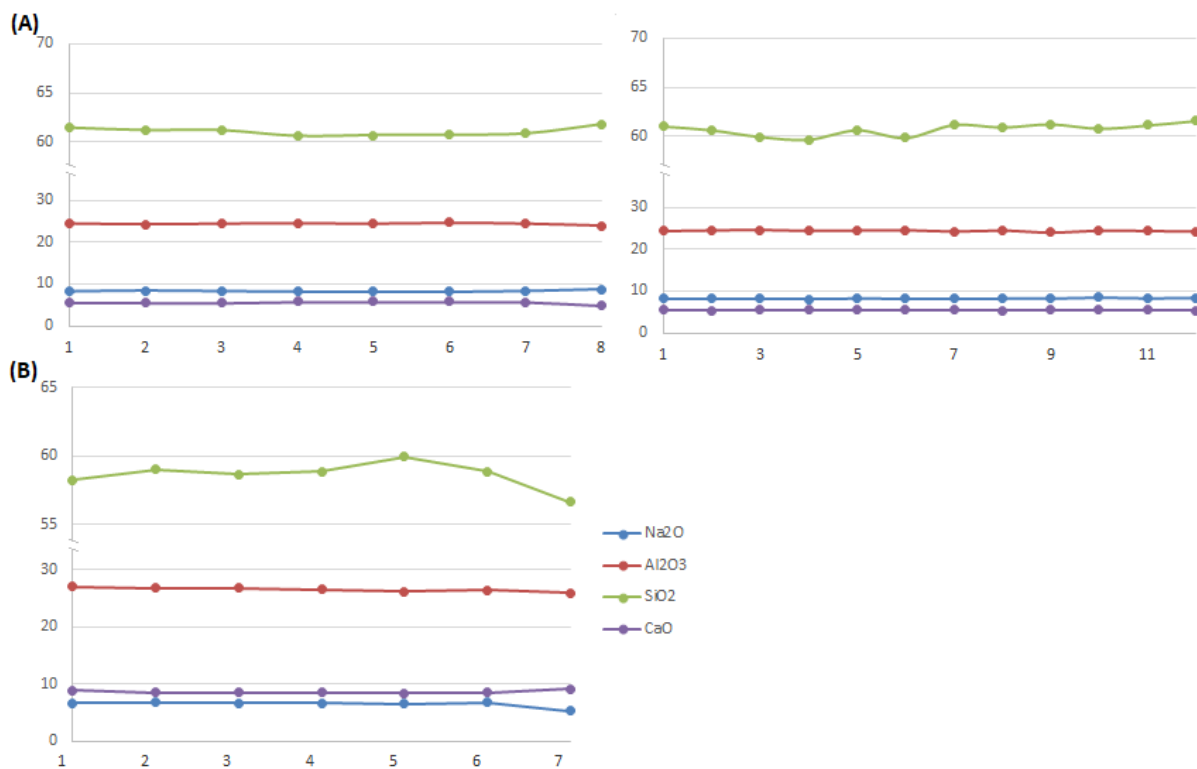


Figura 35 – Perfis composicionais obtidos em cristais de plagioclásio nas unidades (A) Ortognaisse Serra da Cangalha e (B) charnockito.

Tabela 5 – Análises químicas representativas de cristais de plagioclásio das unidades estudadas.

Amostra	GU-25		GU-42		GU-53		GU-73		GU-76		GU-84		GU-06	
			Ortognaisse						Ortogramulito				Charnockito	
	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda
SiO ₂	62,75	63,81	60,73	60,81	60,71	61,01	62,91	62,41	60,48	59,89	60,34	60,95	57,37	58,49
Al ₂ O ₃	23,84	23,49	25,26	25,41	25,3	25,16	24,25	24,15	25,49	25,91	25,71	25,24	27,44	26,79
FeO	0,06	0,22	0,0735	0,11	0,12	0,11	0,03	0,2	0,08	0,18	0,11	0,3	0,09	0,16
MnO	0,03	0,01	0,011	0,01	0,01	0,02	0	0	0,01	0,02	0	0,01	0,01	0,01
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0
CaO	5,61	5,16	7,11	6,95	6,9	6,78	5,6	5,4	7,27	7,61	7,58	7,04	9,64	8,76
Na ₂ O	8,23	8,5	7,37	7,7	7,66	7,75	8,05	8,15	7,33	7,21	7,09	7,59	5,92	6,4
K ₂ O	0,15	0,08	0,02	0,01	0,02	0,06	0,16	0,14	0,48	0,36	0,52	0,53	0,37	0,39
Total	100,67	101,27	100,5745	101	100,72	100,89	101	100,46	101,14	101,18	101,35	101,66	100,84	101
Número de íons com base em 32 oxigênios.														
Si	11,04	11,14	10,73	10,71	10,72	10,75	11,02	11	10,67	10,57	10,63	10,71	10,21	10,37
Al	4,94	4,83	5,26	5,27	5,26	5,22	5	5,01	5,29	5,39	5,33	5,22	5,75	5,59
Fe ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ₂	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,01	0,02
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	1,05	0,96	1,34	1,31	1,3	1,28	1,05	1,02	1,37	1,41	1,43	1,32	1,84	1,66
Na	2,8	2,88	2,52	2,63	2,62	2,65	2,73	2,78	2,51	2,47	2,42	2,58	2,04	2,2
K	0,03	0,01	0	0	0	0,01	0,03	0,03	0,1	0,08	0,011	0,11	0,08	0,08
Soma	19,87	19,85	19,86	19,93	19,91	19,92	19,83	19,86	19,95	19,94	19,831	19,98	19,93	19,92
Albita	72	74,5	65,1	66,6	66,6	67,1	71,5	72,6	62,8	61,8	61	64,2	51,4	55,6
Anortita	27,1	25	34,7	33,2	33,2	32,4	27,5	26,6	34,4	36	36	32,9	46,4	42,1
Ortoclásio	0,8	0,4	0,1	0,1	0,1	0,3	0,9	0,8	2,7	2	3	2,9	2,15	2,24

8.5 Feldspato Potássico

Todos os cristais de K-feldspato estudados foram identificados em lâminas de ortognaisse e os dados foram tratados no *software* MinPet (Richard, 1991). A tabela 6 apresenta análises representativas obtidas em cristais de K-feldspato.

Observa-se no diagrama (Figura 36) que todos os grãos foram classificados como K-feldspatos muito ricos em moléculas Or (ricos em K_2O), tanto núcleo e borda, com resultados agrupados salvo uma disparidade, ocorrida em uma análise de borda de cristal, onde o valor de ortoclásio obtido na composição foi de 81,5% enquanto que nas outras análises obteve-se uma média de 91,28%. A posição dessa amostra no diagrama se explica composicionalmente devido a proporção de K_2O ser de 13,47% enquanto que as outras amostras apresentam concentrações em média 15,50%.

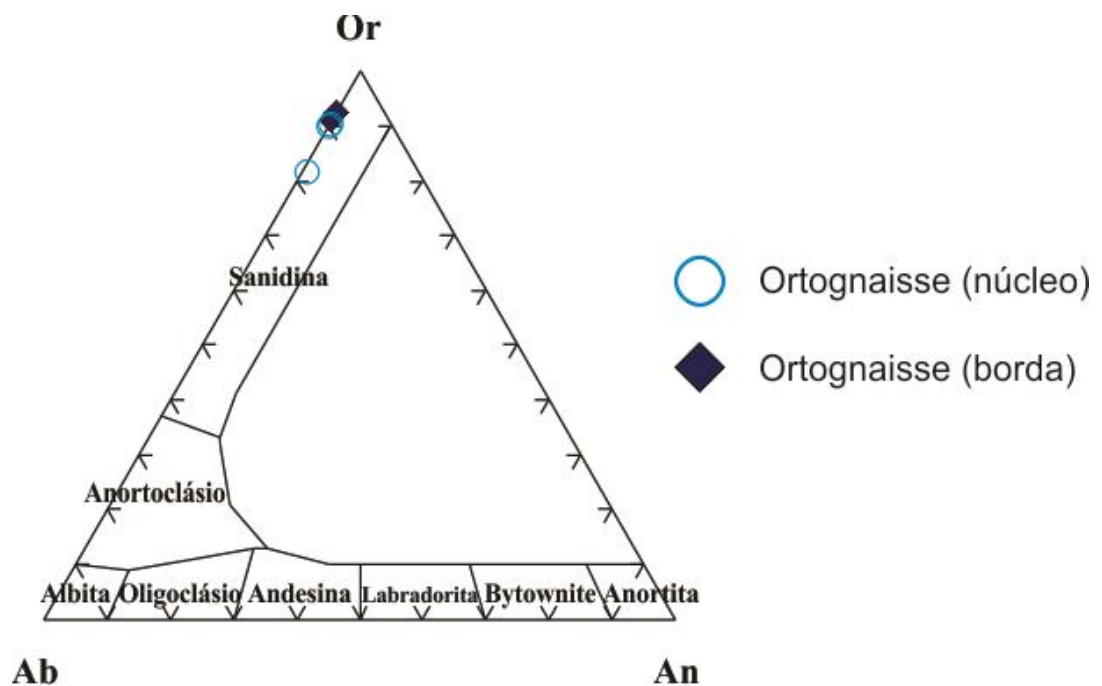


Figura 36 – Diagrama ternário Ab-An-Or para classificação de feldspatos (Deer *et al.*, 1992) com variações composicionais de feldspatos potássicos analisados. Ab - albíta, An – anortita, Or – ortoclásio.

Tabela 6 – Análises químicas representativas em cristais de feldspato potássico do Ortognaisse Serra da Cangalha.

Amostra	GU-25		GU-53	
	núcleo	borda	núcleo	borda
SiO ₂	65,053	64,647	65,001	64,842
Al ₂ O ₃	18,571	18,738	19,278	18,811
FeO	0	0,014	0,02	0,02
BaO	0,506	0,521	0,457	0,525
CaO	0,031	0,011	0,108	0,002
Na ₂ O	1,036	0,989	1,502	0,085
K ₂ O	15,156	15,429	14,471	15,73
Total	100,353	100,349	100,837	100,015
Número de íons com base em 32 oxigênios.				
Si	4,677	4,659	4,64	4,657
Al	1,573	1,59	1,62	1,591
Fe ₃	0	0	0	0
Fe ₂	0	0,001	0,001	0,001
Mg	0	0	0	0
Ba	0,014	0,015	0,012	0,015
Ca	0,002	0,001	0,008	0
Na	0,144	0,138	0,208	0,119
K	1,39	1,418	1,318	1,44
Soma	7,8	7,822	7,807	7,823
Albita	9,4	8,9	13,65	7,65
Anortita	0,1	0,1	0,55	0
Ortoclásio	90,5	91,1	85,8	92,35

8.6 Granada

A única análise de granada foi realizada em um cristal identificado no Ortognaisse Serra da Cangalha, aonde foi elaborado um perfil de borda a borda no mineral (Figura 37) e os dados foram processados no *software* MinPet (Richard, 1991) e na planilha de Locock (2008) de classificação de granadas. Na tabela 7 encontram-se as análises obtidas no cristal de granada.

O membro almandina ($\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) predomina proporcionalmente (X_{alm} 46,52-48,32%) em toda a extensão do cristal, seguido dos membros piropo ($\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), espessartita ($\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) e grossulária ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) com proporções variando entre X_{pyr} 15,29-21,20%, X_{sp} 16,53-13,28% e X_{gr} 11,91-15,09%. Por fim o membro andradita ($\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) foi observado com valores em média de 3,30% atingindo seu ápice proporcional no ponto 2 compondo cerca de 4,79% do cristal.

O ponto 3 é o único onde essa ordem proporcional dos membros é alterada. Observa-se que a queda da proporção do membro piropo, de ~20,99% para ~15,29%, coloca esse membro com valor abaixo da espessartita, com ~16,15% e ligeiramente maior que do membro grossulária, com ~15,09%.

Percebe-se nos perfis uma tendência de enriquecimento de espessartita no centro do grão, devido a maiores quantidades de MnO na composição na porção central, com média de ~7,36% entre os pontos 3 ao 6 em comparação com bordas que apresentam média de ~6,50%. Em contrapartida, observam-se proporções ligeiramente maiores de almandina, piropo e grossulária nas bordas se comparado as proporções presentes entre os pontos 3 ao 6.

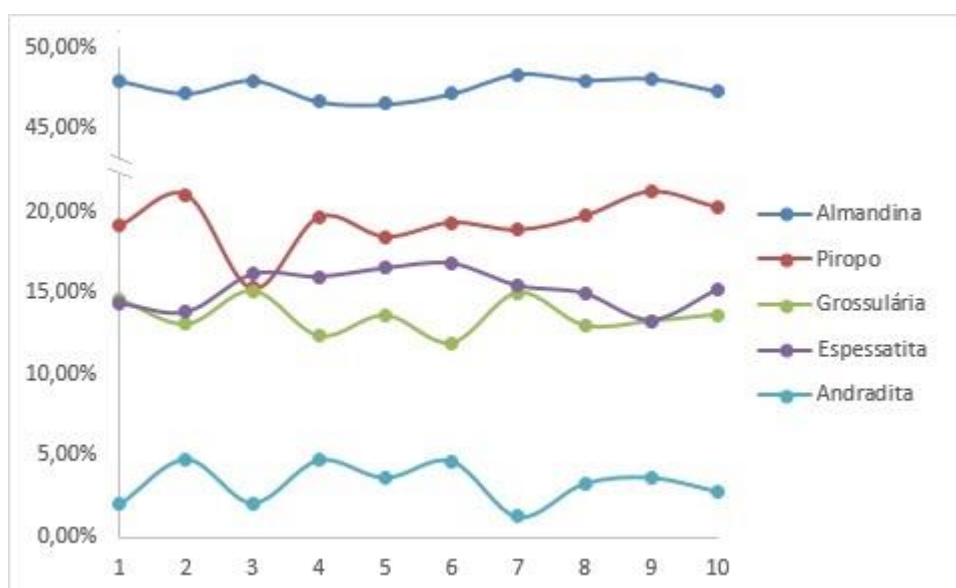


Figura 37 – Perfil composicional obtido em grão de granada do Ortognaisse Serra da Cangalha.

Tabela 7 – Análises químicas obtidas no perfil elaborado no cristal de granada.

Amostra	Ponto 1	Ponto 2	Ponto 3	Ponto 4	Ponto 5	Ponto 6	Ponto 7	Ponto 8	Ponto 9	Ponto 10
SiO ₂	38,165	38,1	38,43	38,383	38,207	38,075	37,603	38,336	38,51	37,969
TiO ₂	0	0,007	0	0	0,018	0	0	0,001	0	0
Al ₂ O ₃	20,566	20,464	20,306	20,504	20,474	20,491	20,679	20,657	20,82	21,123
Cr ₂ O ₃	0,006	0	0	0	0	0,006	0	0,017	0	0,006
FeO	22,324	22,938	22,419	22,823	22,229	22,868	22,015	22,913	23,207	23,122
MnO	6,409	6,201	7,246	7,229	7,43	7,558	6,823	6,741	6,025	6,855
MgO	5,559	5,417	5,06	5,263	5,1	4,974	5,131	5,409	5,664	5,197
CaO	5,872	6,355	6,097	6,102	6,163	5,9	5,669	5,822	6,061	5,888
Total	98,901	99,482	99,558	100,304	99,621	99,872	97,92	99,896	100,287	100,16
Número de íons com base em 24 oxigênios.										
Si	6,068	6,073	6,097	6,081	6,075	6,07	6,039	6,068	6,064	6,021
Ti	0	0,001	0	0	0,002	0	0	0	0	0
Al	3,851	3,841	3,794	3,826	3,834	3,847	3,911	3,85	3,861	3,945
Cr	0,001	0	0	0	0	0,001	0	0,002	0	0,001
Fe ₃	0,069	0,425	0,492	0,659	0,776	0,937	0,978	1,07	1,183	0,249
Fe ₂	2,899	2,876	2,902	2,844	2,829	2,871	2,919	2,912	2,92	2,883
Mn	0,863	0,837	0,974	0,97	1,001	1,021	0,928	0,904	0,804	0,921
Mg	1,318	1,287	1,197	1,243	1,209	1,182	1,228	1,276	1,33	1,229
Ca	1	1,085	1,036	1,036	1,05	1,008	0,975	0,987	1,023	1
Soma	16,069	16,425	16,492	16,659	16,776	16,937	16,978	17,069	17,185	16,249

8.7 Minerais Opacos

Foram identificados nas lâminas analisadas na microsonda três minerais opacos principais, sendo o mais comum a magnetita, presente em diversas lâminas analisadas, identificadas por seu alto teor de FeO (~91,27%). Ilmenita, comumente encontrada em contato com magnetita, apresenta teores médios de TiO_2 de ~49,01% e FeO ~47,52%. Por fim, na lâmina GU-25 (Ortognaisse Serra da Cangalha) foram identificados grãos de minerais opacos que apresentavam taxas variáveis de TiO_2 entre 14,4% a 31,58% (média de 20,27%) e média de 71,35% de FeO, que são desta maneira classificados como Ti-magnetita.

9 – MAPAS COMPOSICIONAIS

Complementando a análise de química mineral foram elaborados mapas composicionais em cristais de clinopiroxênio, ortopiroxênio, anfibólio, plagioclásio e K-feldspato com objetivo de detectar e ilustrar as variações composicionais em alguns cristais.

9.1 Ortopiroxênio

Foram elaborados mapas composicionais em um cristal de ortopiroxênio mapeando quatros elementos químicos: sílica, ferro, cálcio e magnésio (Figura 38). As imagens concordam com a caracterização do ortopiroxênio, observando-se coloração mais clara, que indica maiores quantidades, no mapa de ferro (B) e coloração mais escura no mapa de cálcio, esse com teores abaixo de 1% no ortopiroxênio, na figura C. Nota-se uma distribuição uniforme dos elementos por todo o grão, com as porções com quantidades anômalas dos elementos químicos relacionadas a inclusões e fraturamentos no cristal.

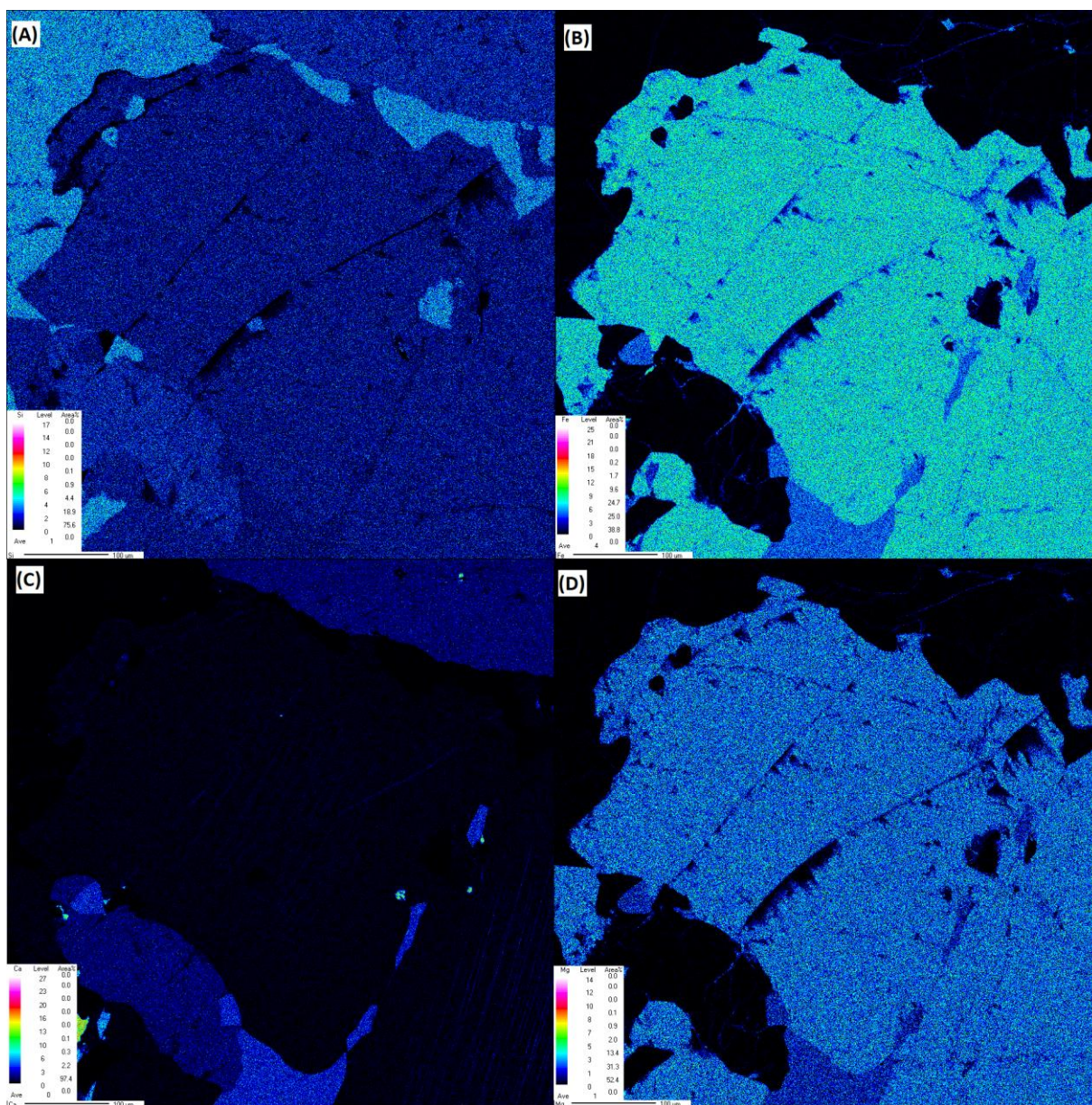


Figura 38 – Mapas composicionais dos elementos (A): Sílica, (B): Ferro, (C): Cálcio e (D): Magnésio em um cristal de ortopiroxênio.

9.2 Clinopiroxênio

No cristal de clinopiroxênio foram mapeados os mesmos elementos do ortopiroxênio, sílica, ferro, cálcio e magnésio (Figura 39). Comparando os mapas do ortopiroxênio (Figura 38) e do clinopiroxênio (Figura 39) percebe-se semelhanças nas figuras A e D de cada mineral, devido ao fato de ambos os minerais apresentarem taxas semelhantes de sílica (A) e magnésio (D) em sua composição.

Nos mapas relativos ao elemento ferro, figuras 38 B e 38 B, percebe-se um tom mais azulado no clinopiroxênio, indicando menores quantidades. Isso ocorre devido valores médios de FeO nos cristais serem cerca de 20% menores na composição do grão (média de 32,51% do ortopiroxênio contra 12,53% do clinopiroxênio).

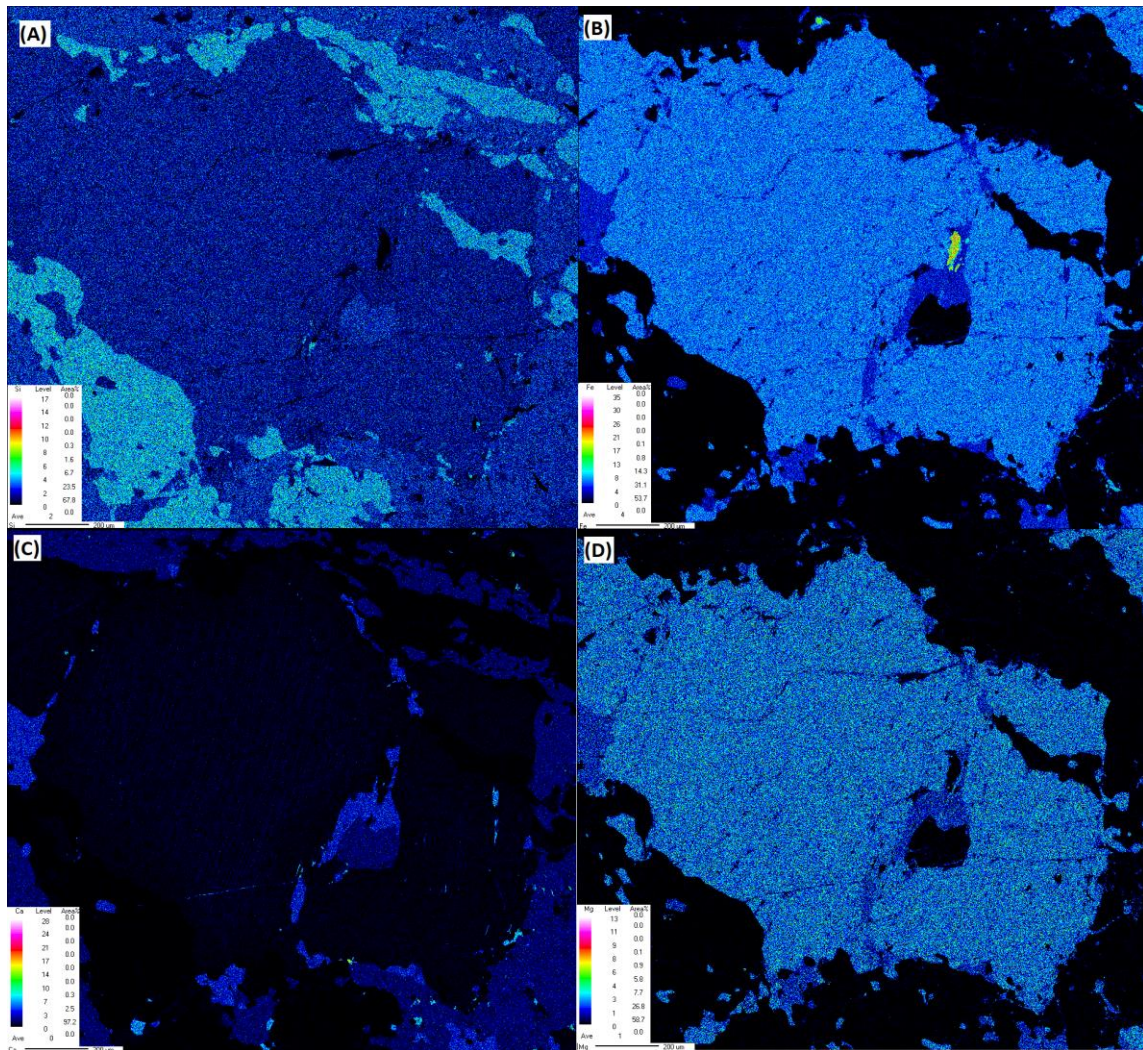


Figura 39 - Mapas composicionais dos elementos (A): Sílica, (B): Ferro, (C): Cálcio e (D): Magnésio em um cristal de clinopiroxênio.

Observa-se tanto nas bordas do grão como em forma de inclusões a existência de diferentes minerais, evidenciados por diferentes tons de cinza na figura 40, uma imagem de elétrons retroespalhados. Essas ocorrências demonstram a recorrência de substituição mineral que ocorre nos piroxênios, sendo substituídos principalmente por anfibólio e por vezes biotita, em seus limites, clivagem e fraturas.

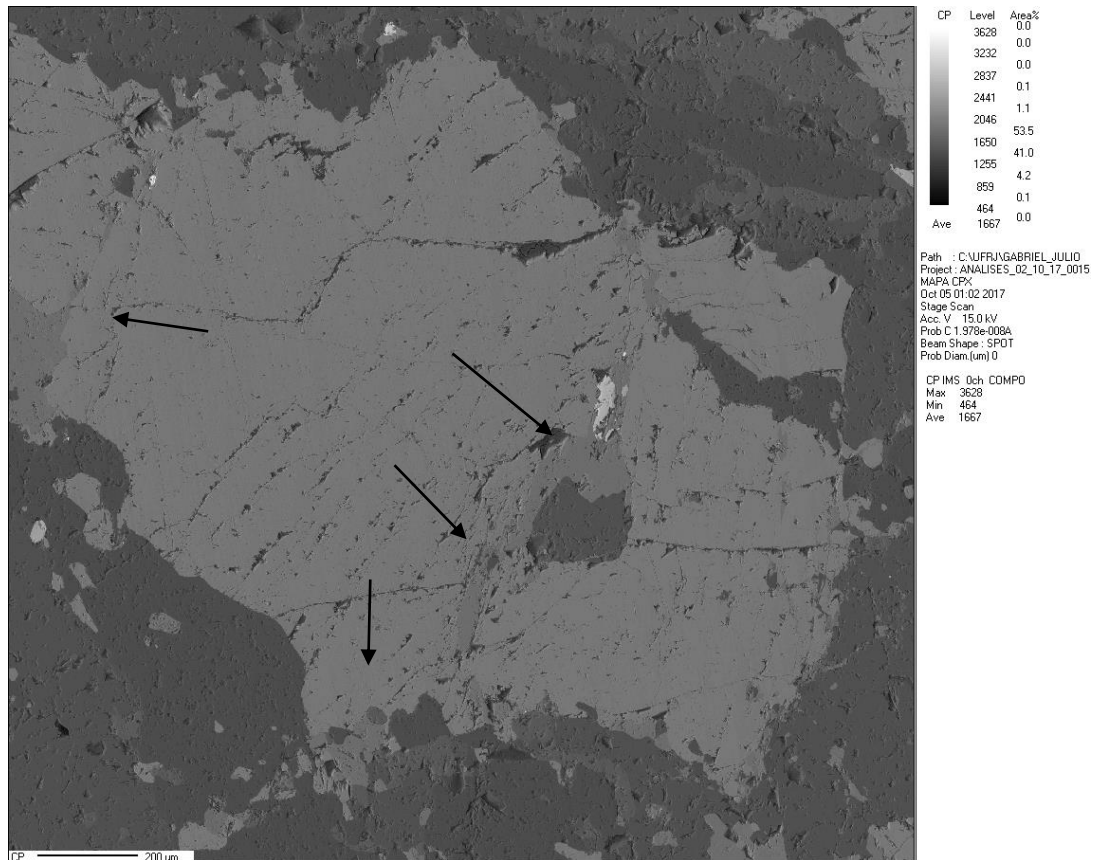


Figura 40 – Imagem de elétrons retroespalhados obtida na Microsonda Eletrônica em cristal de clinopiroxênio, onde são observadas manchas em tons mais escuros (indicadas por setas), que podem ser anfibólio ou biotita substituindo o piroxênio.

9.3 Anfibólio

A imagem de elétrons retroespalhados do cristal de anfibólio ilustra sua apresentação típica em lâmina: cristais muito alterados, fraturados, anédricos, apresentando inclusões e claramente com evidências de processos muitas vezes avançados de substituição mineral (Figura 41).

Esse cristal apresenta inclusões de diferentes minerais, de biotita a minerais opacos. Seus fraturamentos também estão preenchidos com outros minerais e ainda se percebe cristais de feldspatos preenchendo espaços no meio do grão do anfibólio. Na figura 41 são identificados alguns desses minerais, com essas interpretações feitas com auxílio dos mapas composicionais feitos no grão (Figura 42), com as setas laranjas indicando minerais opacos e as linhas vermelhas tracejadas indicando limites dos grãos de biotita.

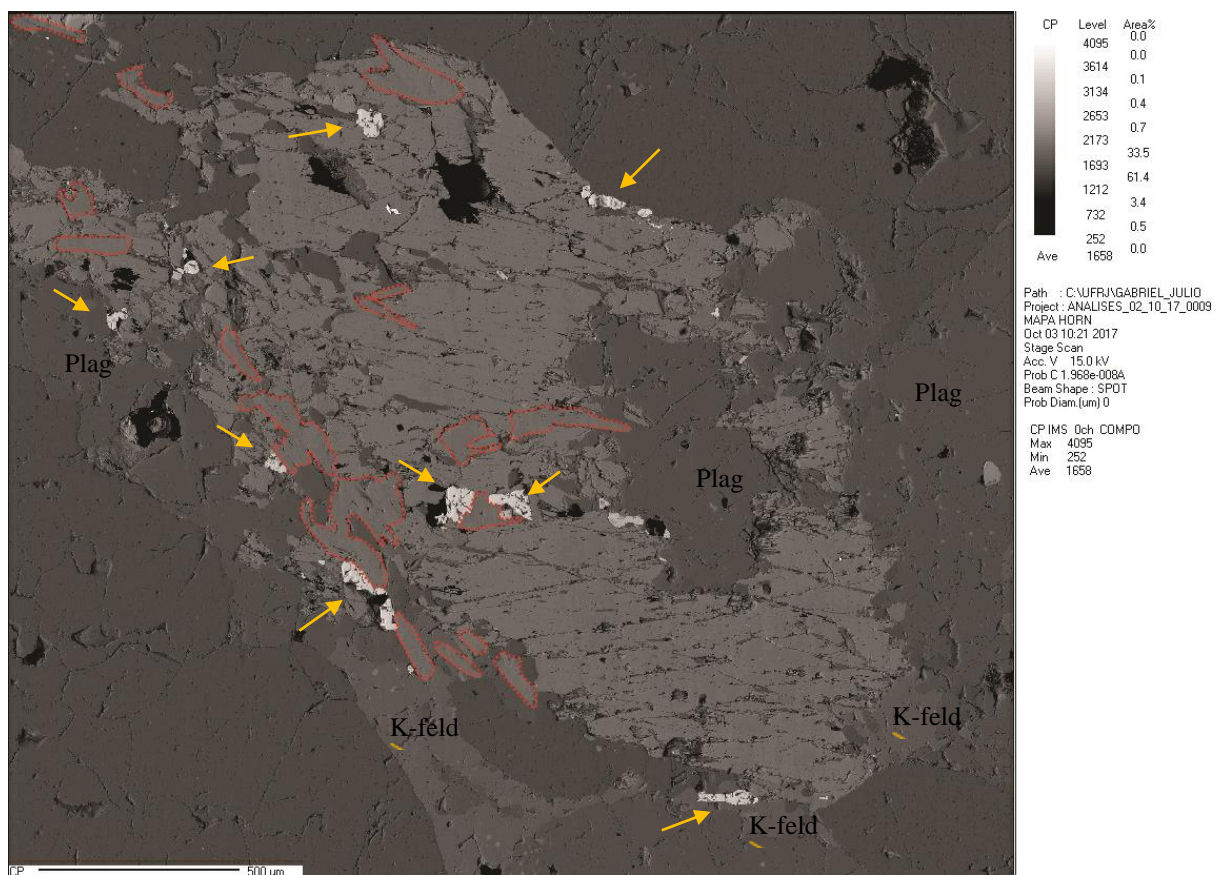


Figura 41 - Imagem de elétrons retroespalhados de anfibólio em Microsonda Eletrônica, onde se observa a presença de outros minerais em tons diferentes de cinza. As setas laranjas indicam minerais opacos e os limites em linha tracejada vermelha são cristais de biotita.

Em todos os mapas composicionais ficam explícitos os limites do grão de anfibólio, analisando conjuntamente é possível caracterizar os outros minerais presentes nos mapas. A figura 42 A, mapa composicional de alumínio, auxilia na identificação dos feldspatos, com tons mais claros de azul, ocorrendo no entorno do grão. Enquanto as figuras B e D confirmam essa hipótese indicando quantidades inferiores de cálcio e superiores de sódio, respectivamente, nos feldspatos. Ainda se percebe na figura B porções onde parte dos feldspatos ficam pretos, indicando valores ínfimos de cálcio, o que sugere grãos de feldspato potássico. A figura 42 C, mapa composicional de potássio, deixa ainda mais evidente quais são os grãos de K-feldspato, os cristais de tons mais esverdeados, associados a maiores quantidades de potássio, bem como os grãos de biotita, em tons azulados, aliados ao seu hábito característico prismático.

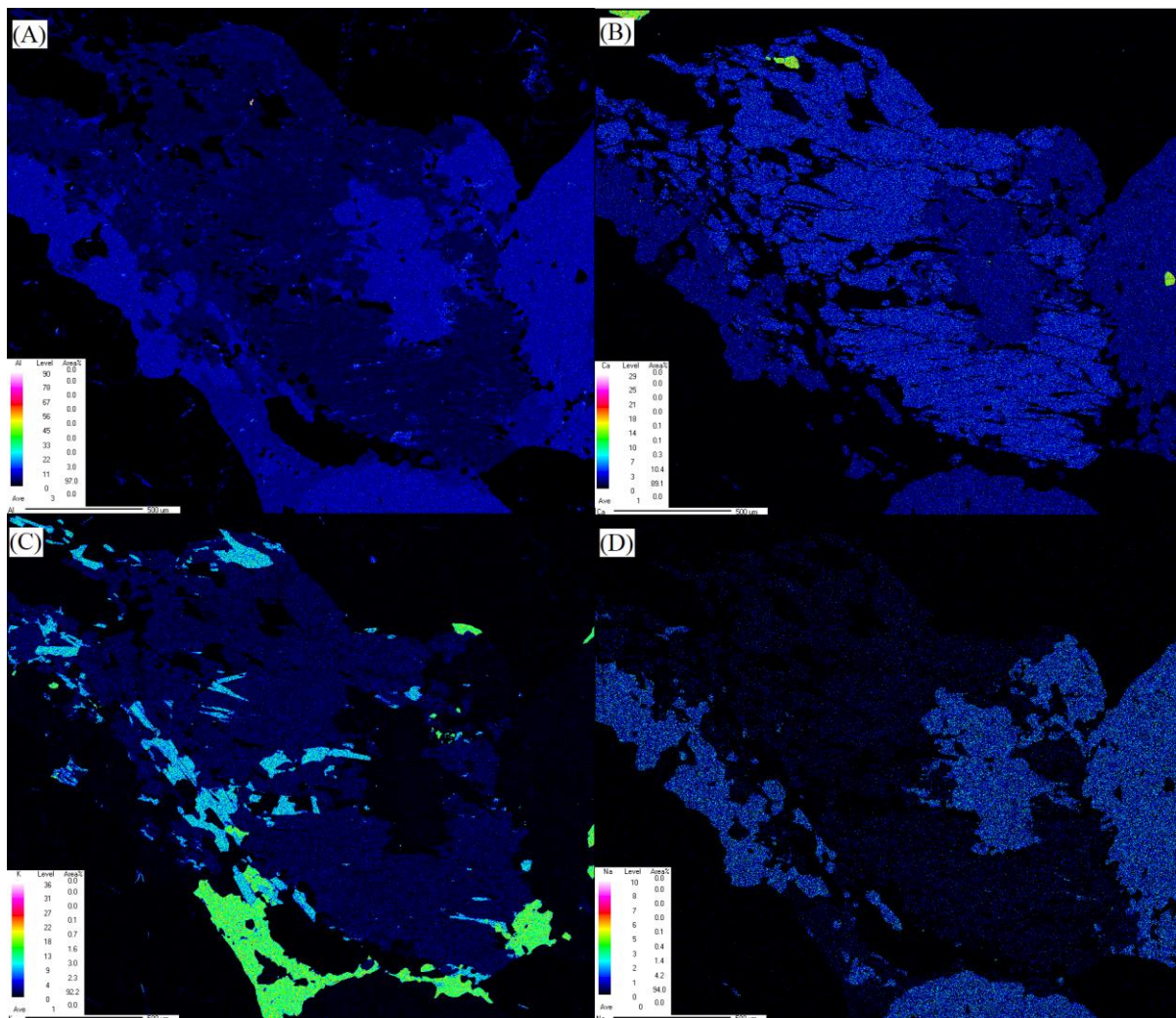


Figura 42 – Mapas composicionais dos elementos (A): Alumínio, (B): Cálcio, (C): Potássio e (D): Sódio em um cristal de anfibólio.

9.4 Plagioclásio

Os mapas feitos a partir do plagioclásio ilustram a típica aparência dos grãos em lâmina, grãos com faces bem definidas, pouco alterados e apresentando menor quantidade de fraturas e inclusões. Nos mapas composicionais (Figura 43) do plagioclásio os limites do cristal estão bem definidos e é possível identificar outros aspectos em uma análise conjunta das imagens.

No grão de plagioclásio há minúsculos pontos com grande contraste, principalmente nas figuras B e D, com cores pretas, apontando teores próximos a zero de cálcio e sódio, respectivamente, e na figura C com tons esverdeados, apontando elevados teores de potássio, tratando-se, portanto, de inclusões ricas em K como feldspato ou biotita. Mas é notória uma orientação mineral em cristais com mesmo tom de verde na porção inferior dos mapas, perceptível principalmente no mapa C, de potássio, o que dá suporte a uma interpretação como esses sendo inclusões de biotita.

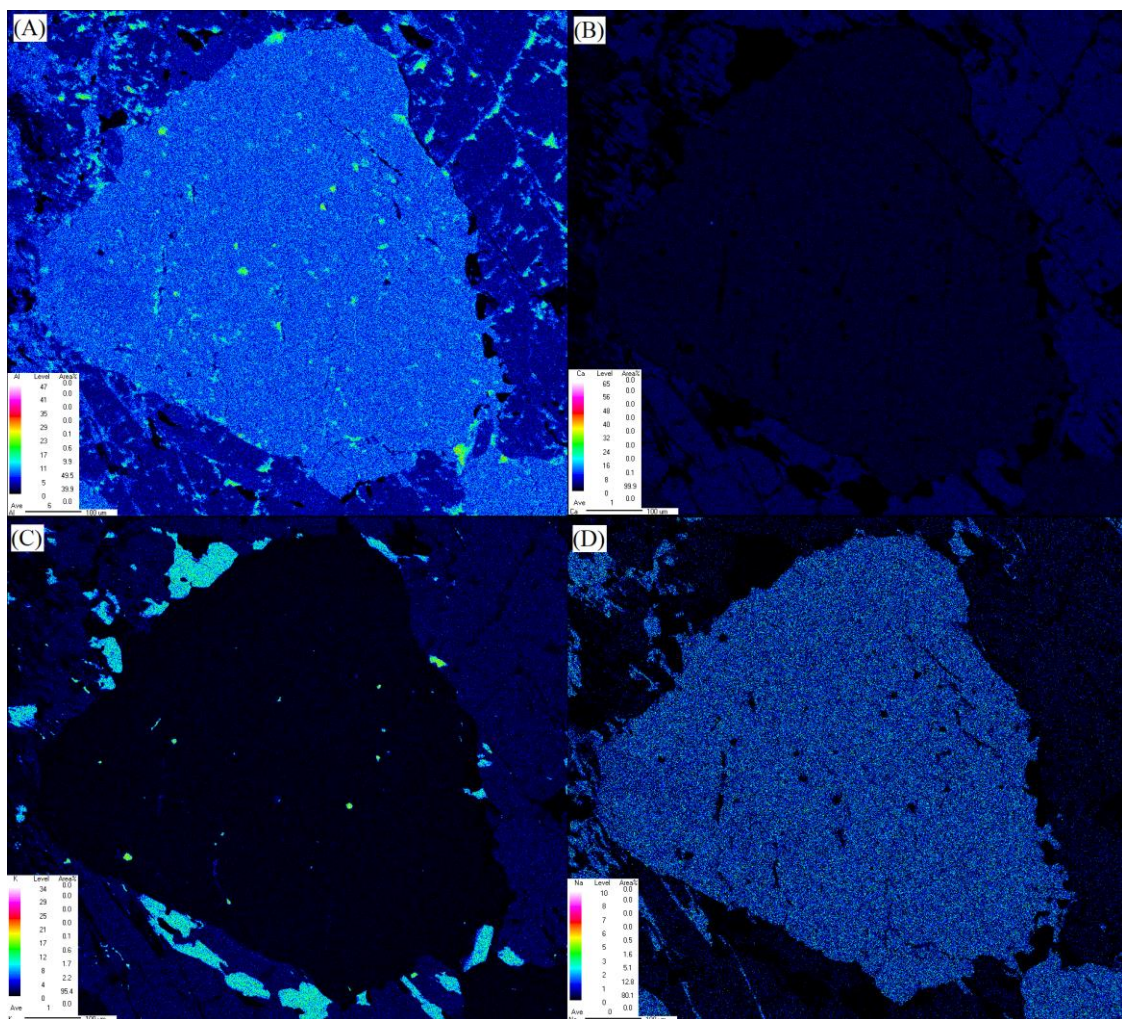


Figura 43 – Mapas composicionais dos elementos: (A) Alumínio, (B): Cálcio, (C): Potássio e (D): Sódio em cristal de plagioclásio.

9.5 Feldspato Potássio

Os cristais de K-feldspato presentes na rocha mostram ao microscópio características semelhantes ao plagioclásio, como ausência de fraturamentos e inclusões, faces mais definidas e menor grau de alteração, além de ocorrer localmente como fenocristal.

Sua distinção em mapas composicionais (Figura 44) é facilitada devido aos altos teores de potássio, com seus grãos se apresentando em mapas de potássio em tons esverdeados (Figura 44 C), além disso, pode se diferenciar do plagioclásio pela coloração muito escura, indicando níveis próximos a zero, nos mapas de cálcio (B) e sódio (D). Por fim, outra característica observável nos mapas elaborados são os tons mais escuros de azul no mapa de alumínio (Figura 44A), se comparado ao plagioclásio, devido a quantidades um pouco inferiores do elemento em sua composição.

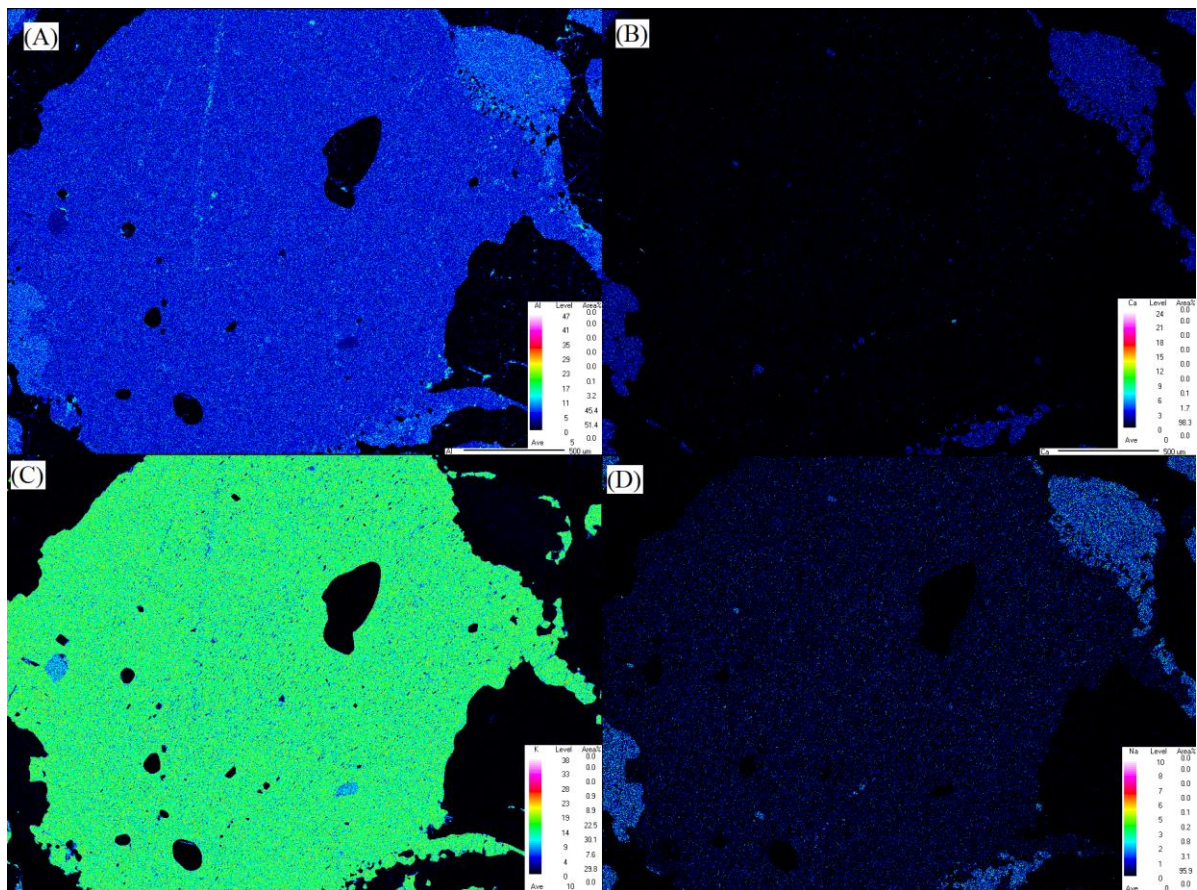


Figura 44 – Mapas composicionais dos elementos (A): Alumínio, (B): Cálcio, (C): Potássio e (D): Sódio em um cristal de K-feldspato.

10 – GEOTERMOBAROMETRIA

Os cálculos de valores de temperatura e pressão de equilíbrio de fases minerais foram feitos com dados obtidos nas análises da microsonda eletrônica. O trabalho desenvolveu-se a partir de métodos que utilizam de pares de grãos coexistentes, como de hornblenda e plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio, ilmenita e magnetita, além de métodos onde são usados composição química da rocha, extraídos de Silva (2009), junto com análises de piroxênios deste trabalho.

Para a análise do par hornblenda e plagioclásio foram usados a planilha *Plagioclase-Hornblende Thermobarometry* (Anderson, 1996) que utiliza das equações de temperatura de Holland & Blundy (1990, 1994) e barômetros de Schmidt (1992) e Anderson & Smith (1995) e o *software* AX, extensão Hb-Pl (Holland, 1995) que utiliza as equações de temperatura de Holland & Blundy (1994). Em ambos os métodos são utilizados a composição química dos cristais de hornblenda e valores de albita-anortita do plagioclásio em contato. No primeiro método são fornecidos valores de temperatura e pressão enquanto que no segundo apenas de temperatura, sendo necessários cálculos de pressão a partir do método de Schmidt (1992) para maior precisão dos resultados obtidos no AX.

A análise de condições de temperatura e pressão de equilíbrio do par ortopiroxênio e clinopiroxênio foi feita a partir do *software* Quilf, v. 6.42 (Andersen *et al.*, 1993) e com a planilha de *Thermometers and Barometers for Volcanic Systems* (Putirka, 2008).

Ilmenita e magnetita foram analisados quanto a condições de temperatura de equilíbrio e fugacidade do oxigênio com uso do *software* Quilf, v. 6.42 (Andersen *et al.*, 1993).

Temperaturas de equilíbrio piroxênio x líquido foram obtidas a partir de planilhas pertencentes ao *Thermometers and Barometers for Volcanic Systems* (Putirka, 2008).

Por fim, temperaturas foram calculadas a partir do método de saturação de zircônio para todas as unidades por meio do cálculo de Miller *et al.* (1993).

10.1 Resultados

Os cálculos envolvendo anfibólio e plagioclásio coexistentes se deram por dois métodos e os resultados encontram-se na tabela 8. Pelo método de Anderson (1996) foi possível obter a temperatura e pressão de equilíbrio para todas as unidades, enquanto que pelo *software* AX (Holland, 1995) apenas são fornecidos valores de temperaturas para cada faixa de pressão (intervalos de 5 kbar), de modo que se faz necessário o uso do método de Schmidt (1992) para obtenção dos valores de pressões (Tabela 9). O uso da equação de Schmidt limitou-se aos ortognaisses devido ser a única unidade com a assembleia mineralógica primária em equilíbrio necessária para o uso do método, sendo ela: hornblenda, biotita, plagioclásio, ortoclásio, quartzo, esfeno e óxidos de Fe e Ti. A equação conta com o uso de Al total, dado pela fórmula estrutural, sendo ele octaédrico e tetraédrico (AlIV e AlVI). Estes dados são encontrados na tabela 9, junto de todas as amostras de ortognaisse analisadas.

Tabela 8 – Resultados de temperatura e pressão obtidos pelos métodos de Putirka (2008) e pelo *software* AX em análise de equilíbrio de anfibólio e plagioclásio coexistentes.

	Lâmina Unidade	GU25 Ortognaisse	GU42 Ortognaisse	GU53 Ortognaisse	GU73 Ortognaisse	GU76 Granulito	GU84 Granulito	GU06 Charnockito
(Anderson, 1996)	T min (°C)	699,3	673,4	660,2	720,7	725,8	745	711,6
	T med (°C)	720,4	689,9	673,4	739,3	746,4	756,8	741
	T max (°C)	747,7	706,4	693,7	746	763,6	778,9	796,2
	P min (kbar)	5,02	3,56	4,87	4,87	4,31	4,05	3,8
	P med (kbar)	5,4	4,64	5,97	5,36	5,01	4,72	5,65
	P max (kbar)	5,79	5,73	6,43	5,78	5,6	5,19	6,45
<i>Software</i> AX	T min (°C)	742,1	684,4	682,7	748,3	752,8*	769,6*	708,6*
	T med (°C)	756,6	700,9	711,3	768,5	769,9*	789,2*	744,1*
	T max (°C)	761,2	717,4	767,7	785,9	805,8*	810,6*	793,6*
	P min (kbar)	4,64	5,2	4,85	6,06	-	-	-
	P med (kbar)	5,31	5,31	5,99	6,46	-	-	-
	P max (kbar)	6,09	5,43	6,72	6,72	-	-	-
*: resultados médios calculados usando 6 kbar de pressão.								

Observam-se médias de temperatura menores para o ortognaisse, especialmente no método de Anderson (1996), com três das quatro lâminas com valores máximos de temperatura abaixo das médias calculadas para as outras unidades e com sua média total (705,75°C) abaixo das temperaturas mínimas encontradas nos ortogranulitos e charnockito. As médias de pressão por esse método não apresentam grande variação, com o menor valor sendo 4,64 kbar na lâmina GU42 de ortognaisse e o maior de 5,97 kbar na lâmina GU53, impulsionado pela maior média

calculada nessa lâmina, com 6,72 kbar. O valor médio de pressão de todas as unidades é 5,25 kbar, valor dentro do intervalo encontrado em todas as unidades, exceto no ortogranulito da lâmina GU84.

No AX continua a tendência de menores temperaturas médias no ortognaisse, mas neste todos os valores médios passam os 700°C alcançando uma média entre os ortognaisses de 734,3°C, quase 30°C acima do 705,7°C obtidos por meio da planilha de Anderson (1996). Percebe-se também um aumento das temperaturas médias de forma mais acentuada no ortogranulito e de apenas 3°C no charnockito, esse que chega a ser menor que os valores médios das amostras GU25 e GU73 de ortognaisses, apresentando médias de 756,6°C e 768,5°C, respectivamente.

A análise de pressão junto aos valores calculados pelo AX limitou-se aos ortognaisses devido limitações na assembleia mineralógica das outras unidades, impossibilitando o uso do método de Schmidt (1992). Os valores obtidos apresentam média geral de 5,76 kbar.

Tabela 9 – Amostras de ortognaisse analisadas no AX com valores de pressão obtidos por meio do método de Schmidt (1992) e temperaturas calculadas a partir do valor de pressão obtido.

Amostra	TAI	CAI	AI total	P (kbar)	T (°C)
GU25_C2_01_N	1,419	0,261	1,68	4,99	761,2
GU25_C2_01_B	1,601	0,311	1,912	6,09	758,5
GU25_C5_01_N	1,438	0,279	1,717	5,16	761,0
GU25_C5_01_B	1,535	0,272	1,807	5,59	757,0
GU25_C7_01_N	1,378	0,231	1,609	4,65	759,8
GU25_C7_01_B	1,455	0,31	1,765	5,39	742,2
GU53_C1_01_N	1,393	0,55	1,943	6,24	682,8
GU53_C1_01_B	1,424	0,489	1,913	6,10	692,6
GU53_C3_01_N	1,482	0,435	1,917	6,11	722,5
GU53_C3_01_B	1,603	0,442	2,045	6,72	767,8
GU53_C3_02_B	1,445	0,493	1,938	6,21	720,3
GU53_C6_01_N	1,211	0,442	1,653	4,86	705,0
GU53_C6_01_B	1,372	0,468	1,84	5,75	688,2
GU42_C5_01_N	1,167	0,558	1,725	5,20	717,5
GU42_C5_01_B	1,289	0,485	1,774	5,43	684,4
GU73_C1_01_N	1,583	0,324	1,907	6,07	763,1
GU73_C1_01_B	1,625	0,377	2,002	6,52	748,4
GU73_C3_01_N	1,697	0,307	2,004	6,53	786,0
GU73_C3_01_B	1,72	0,326	2,046	6,73	776,6

Para efetuar os cálculos de temperatura de equilíbrio entre clinopiroxênio e ortopiroxênio (Tabela 10), o primeiro método utilizado foi o *software* Quilf, v. 6.42 (Andersen *et al.*, 1993). A partir da composição química dos minerais foram definidos os valores de enstatita e wollastonita, necessários ao Quilf para o cálculo de temperatura de equilíbrio a partir de um valor pré-determinado de pressão, onde foi utilizado 6 kbar para todas as amostras. Resultados com erros superiores a 50°C foram desconsiderados.

O segundo método utilizado foi a partir de uma planilha pertencente ao *Thermometers and Barometers for Volcanic Systems* (Putirka, 2008). Esse método lança mão de diferentes termômetros e barômetros gerando diferentes resultados. Os termômetros e barômetros são interativos, cabendo ao usuário escolher qual valor de pressão e temperatura usar durante o processo, podendo ser resultado de uma das equações ou outros valores. O termômetro usado foi da Equação 37, presente no trabalho, e o valor de pressão 6 kbar, o mesmo utilizado no Quilf.

Tabela 10 – Resultados de temperatura por meio do Quilf (Andersen *et al.*, 1996) e pelo método de Putirka (2008) em análise de equilíbrio de ortopiroxênio e clinopiroxênio coexistentes.

		Lâmina Unidade	GU76 Granulito	GU84 Granulito	GU06 Charnockito
Quilf		T min (°C)	698 (+-22)	649 (+-18)	675 (+-19)
		T med (°C)	709	677,1	731
		T max (°C)	720 (+-19)	708 (+-44)	784 (+-11)
		Erro médio	20,5	20,3	17,8
Putirka (2008)	Eq 36	T min (°C)	728,6	769,9	737,5
		T med (°C)	732,5	806,1	746,1
		T max (°C)	736,4	860,6	755,8
	Eq 37	T min (°C)	713,6	742,9	711,7
		T med (°C)	718,7	771,9	724,4
		T max (°C)	723,8	821,3	736,7
resultados calculados usando 6 kbar de pressão					

Devido à escassez de piroxênios coexistentes no ortognaisse, o estudo dos pares de piroxênio limitou-se às lâminas de ortogranulito e charnockito, com maior ocorrência do par na lâmina GU84, de ortogranulito.

Os resultados obtidos pelo Quilf demonstram uma maior regularidade, com valores médios de erro aceitáveis e médias que não diferem tanto. Percebe-se valores maiores em todos os campos no charnockito, mas apenas 22°C acima da média de temperatura obtida para a lâmina GU76 (ortogranulito), demonstrando não haver uma grande diferença na temperatura de equilíbrio entre orto- e clinopiroxênio entre essas unidades.

Os resultados obtidos pelo método de Putirka (2008) apresentam maiores valores de temperatura, principalmente os obtidos pela equação 36. Percebe-se também que os maiores valores para todos os campos de temperatura e a diferença entre os valores mínimo e máximo obtidos são maiores na lâmina GU84, isso é possivelmente influenciado pela grande quantidade de cristais coexistentes nessa lâmina.

Ilmenita e magnetita foram analisados no *software* Quilf, v. 6.42 (Andersen *et al.*, 1993) quanto a sua temperatura de equilíbrio e fugacidade de oxigênio (Tabela 11), para determinação das condições oxirredutoras, que delimitam campos de estabilidade associados a T e fO₂.

Para obtenção dos resultados é necessário que se coloque a composição química do cristal de ilmenita para que o software gere os valores de frações molares de XHem (hematita – Fe₂O₃), XGk (geikielita – MgTiO₃) e XPy (pyrophanita – MnTiO₃) e da magnetita para geração dos valores de NTi (titânio), NMg (magnésio) e NMn (mangânês). Junto a esses dados é necessário um valor de pressão pré-determinado para realização dos cálculos, o valor definido foi de 7 kbar para todas as amostras. Todas as amostras pertencem a lâmina GU84, de granulito.

Tabela 11 – Resultados de temperatura de equilíbrio e fugacidade de oxigênio obtidas por meio do Quilf para ilmenita e magnetita.

Ilmenita	Magnetita	T (°C)	Erro	fO ₂	Erro
GU84_C2_01	GU84_C2_02	460	61	-23,65	1,386
GU84_C2_01	GU84_C2_03	386	76	-25,31	2,123
GU84_C2_01	GU84_C2_03	337	44	-28,56	1,459
GU84_C2_04	GU84_C2_03	440	73	-20,17	1,705
GU84_C2_04	GU84_C2_03	407	43	-20,78	1,094
GU84_C4_02	GU84_C4_01	468	25	-21,94	0,551
GU84_C4_02	GU84_C4_03	425	61	-22,83	1,528
GU84_C4_02	GU84_C4_01	459	28	-24,78	0,660
GU84_C4_04	GU84_C4_01	447	31	-23,83	0,745
GU84_C4_04	GU84_C4_01	478	31	-23,20	0,676
GU84_C4_04	GU84_C4_03	407	50	-24,73	1,312
MÉDIA:		428,55	47,55	-23,62	1,20

Percebe-se uma uniformidade dos resultados, o erro mais contrastante pertence à mesma análise, da ilmenita C2_01 com a magnetita C2_03. Exceto este par, os valores de temperatura ficaram no intervalo de 386°C e 478°C e fugacidade entre -20,17 bars e -25,31 bars, com a média em valores intermediários a esses, mostrando uma amostragem sem agrupamento específico de valores dentro desses limites.

Foram feitos cálculos pelo método proposto em *Thermometers and Barometers for Volcanic Systems* (Putirka, 2008) lançando mão de duas planilhas que propõem temperatura e pressão de equilíbrio a partir da composição química da rocha e da composição química dos cristais de ortopiroxênio e de clinopiroxênio, respectivamente. Semelhante à planilha usada para cálculo do equilíbrio entre orto- e clinopiroxênio coexistentes, a planilha conta com diferentes termômetros e barômetros que geram diferentes resultados, cabendo ao usuário escolher qual valor será usado tanto para temperatura como para pressão, tendo em vista que os cálculos são interativos e sensíveis aos valores P-T obtidos.

Neste trabalho, para os cálculos do ortopiroxênio foi utilizada a equação 28b para termômetro e 29b para barômetro, ambas elaborados por Putirka (2008). Para o clinopiroxênio foram considerados os resultados do termômetro de Putirka *et al.* (2003) e usado o valor de 6 kbar para todas as amostras (Tabela 12).

Tabela 12 – Resultados de temperatura e pressão obtidos por meio dos termômetros e barômetros de Putirka (2008) a partir da composição da rocha e dos cristais de ortopiroxênio e clinopiroxênio presente nas unidades.

Lâmina		GU73	GU76	GU84	GU06
Unidade		Ortognaisse	Granulito	Granulito	Charnockito
Líq x OPX	T min (°C)	1007,1	1188,6	1173	1114,5
	T med (°C)	1018,4	1194,4	1194,2	1120,5
	T max (°C)	1120,6	1200,8	1222,4	1126,3
	P min (kbar)	4,95	5,98	4,62	3,31
	P med (kbar)	5,54	6,88	6,82	4,17
	P max (kbar)	6,19	7,89	8,82	5
Líq x CPX	T min (°C)	-	1122,3*	1058,6*	1032,8*
	T med (°C)	-	1129,6*	1134,9*	1039,8*
	T max (°C)	-	1137*	1195,9	1046,8*
	*: resultados médios calculados usando 6 kbar de pressão				

Por fim foram efetuados cálculos de temperatura a partir do método de saturação de Zr, originalmente elaborado por Watson & Harrison (1983) e modificada por Miller *et al.* (1993). Esses cálculos utilizam os valores de Si, Al, Ca, Na e K, obtidos a partir da composição química da rocha total (Silva, 2009) onde é aplicado o fator de conversão de peso de óxido em peso de elemento. O valor de zircônio, dado em ppm (parte por milhão) completa os dados necessários para efetuação do cálculo. Os resultados obtidos foram 934°C para a lâmina GU43 e 1039°C para a lâmina GU86A, ambos do Ortognaisse Serra da Cangalha.

11 – CONCLUSÕES

Foram reconhecidas na área de estudo quatro unidades de mapeamento, sendo elas o ortognaisse, ortogranulito, charnockito e o paragnaisse. Foram elaborados estudos petrográficos, análises de química mineral e cálculos de prováveis condições de temperatura e pressão às quais as rochas foram formadas e de reequilíbrio de minerais relacionados a um episódio posterior. Esses dados, aliados a trabalhos anteriormente desenvolvidos na área, permitem uma melhor caracterização das rochas e da história evolutiva, prováveis condicionantes físicos do(s) evento(s) que as formaram e processos pós-magmáticos que as rochas tenham passado.

11.1 Estudos petrográficos

Embora a partir da classificação modal no diagrama ternário QAP sugerida por Silva (2009) as unidades mostrem variações em seus protólitos, sendo o ortognaisse de protólito monzogranítico a diorítico, o ortogranulito de diorito a quartzomonzonito e o charnockito de granodiorítico e quartzomonzodiorítico, as unidades apresentam certa homogeneidade mineralógica, todas apresentando similar assembleia mineral em sua composição, excetuando o paragnaisse, com as principais diferenças relacionadas às quantidades dos minerais presentes em cada unidade.

Dentre as semelhanças na mineralogia das rochas estudadas, plagioclásio, quartzo, ortoclásio, biotita e hornblenda são minerais essenciais em quase todos os litotipos, salvo paragnaisse. Piroxênios também ocorrem, mas em quantidades variadas, especialmente no Ortognaisse Serra da Cangalha, onde via de regra ocorrem em quantidades de mineral acessório (< 5%), nessa unidade o clinopiroxênio predomina e ortopiroxênio é raro. Ortopiroxênios são mais frequentes no charnockito e principalmente no ortogranulito, nessas unidades são encontrados orto- e clinopiroxênios coexistentes, demonstrando cogeneticidade desses minerais e possibilitando estudos de condições de temperatura de equilíbrio. Fases acessórias comuns a todas as unidades incluem minerais opacos, titanita, zircão, apatita e eventuais grãos de allanita e granada, esta mais comum no paragnaisse. A ocorrência de minerais secundários de modo geral se limita à sericita em feldspatos e carbonatos em plagioclásio.

Embora ocorra essa relativa homogeneidade mineral, as unidades apresentam heterogeneidade estrutural e textural, com perceptíveis diferenças em lâminas da mesma unidade, associados a fenômenos pós-magmáticos como anatexia por metamorfismo

progressivo e deformações por tensões cisalhantes, conferindo padrões migmatíticos e até protomiloníticos. Evidências de mecanismos de deformação revelados por microestruturas são comuns, principalmente nos minerais félsicos.

Em seção delgada, o ortognaisse é fanerítico, inequigranular, hipidiomórfico a xenomórfico e com índice de dor até de 15%. Quando bem definida, a foliação é marcada sobretudo por minerais máficos, principalmente biotita.

Agregados máficos são comuns nas rochas da área, sendo compostos principalmente por piroxênio, hornblenda e biotita. Há evidências de processos de substituição mineral entre piroxênio e hornblenda. Anfibólios com núcleo relíctico de clinopiroxênio e preservando parcialmente características ópticas dos piroxênios são comuns, biotita também é encontrada substituindo anfibólios e mais raramente piroxênios, tanto nos limites dos grãos como nas clivagens. Nesses agregados máficos também ocorrem minerais opacos, muitos ligados a processos de exsolução nas reações relacionadas à substituição mineral das fases principais; também ocorre titanita, sobretudo na forma de grãos irregulares associados principalmente a biotita e piroxênio, como também envolvendo minerais opacos, indicando processo de substituição de ilmenita/Ti-magnetita. A primeira forma de ocorrência pode ser relacionada a um evento metamórfico que gerou biotita, anfibólio e titanita e a segunda pode ser ligada a uma substituição na fase intramagmática ou mesmo a um estágio de reequilíbrio metamórfico.

O ortogranulito em lâmina é uma rocha hipidiomórfica a xenomórfica de granulação fina e com índice de cor em média de 40%. Essa maior presença de máficos permite uma melhor observação da foliação, que embora descontínua, ocorre frequentemente no padrão anastomosado. Agregados máficos com evidências de processos de substituição mineral entre as fases principais (piroxênio, anfibólio e biotita) também ocorrem, mas percebe-se uma menor quantidade de biotita, em algumas lâminas abaixo de 5% da composição modal, sugerindo um processo de substituição mineral em estágios menos avançados que do ortognaisse. Plagioclásio compõe parte significativa dos maiores cristais da lâmina e esses junto do quartzo são os que se apresentam com mais evidências de processos deformacionais como extinção ondulante, geminação deformada, sub-grãos e é comum encontrar tramas de minúsculos grãos de quartzo recristalizados, os *ribbon quartz*. Mirmequita, pertita e anti-pertita são intercrescimentos frequentes nos minerais félsicos.

Paragnaisse por sua vez tem uma mineralogia mais limitada contando apenas com plagioclásio, quartzo, biotita e granada como minerais essenciais, não apresentando piroxênio e anfibólio em sua composição. A rocha em lâmina evidencia forte processo de recristalização, podendo ser considerado um protomilonito. Textura gnáissica (lepidoblástica) predomina, com

porções apresentando textura granoblástica.

Há ocorrência expressiva de granada, característica distinta das outras unidades. Os grãos ultrapassam 2,5 mm, sendo os maiores em lâmina junto aos grãos de plagioclásio. Outra característica distinta dessa unidade é forte processo de sericitização e comum alteração dos plagioclásios à carbonatos.

Assim como nas outras unidades os minerais félsicos apresentam evidências de deformação e recristalização, *ribbon quartz* são comuns bem como extinção ondulante, geminação deformada, presença de sub-grãos e novos grãos.

O charnockito apresenta sua mineralogia semelhante ao ortogranulito, contando com clino- e ortopiroxênio, hornblenda e ortoclásio em sua mineralogia essencial. Apresenta índice de cor de ~20%, agregados máficos ocorrem dispersos e marcando uma foliação incipiente. Minerais acessórios comuns na rocha são zircão, apatita, titanita e minerais opacos, sendo os três primeiros mais comuns ocorrendo como inclusões nas fases principais e o último ocorrendo associado a outros minerais máficos, preferencialmente.

11.2 Química Mineral

Estudos relativos à química mineral geraram resultados satisfatórios na classificação dos minerais encontrados no ortognaisse, ortogranulito e charnockito. O paragnaisse não foi estudado quanto a sua química mineral e geotermobarometria devido limitações em sua assembleia mineral.

Não foi identificada variação composicional expressiva do núcleo para a borda, como atestado pelos perfis composicionais obtidos, em nenhum dos minerais estudados, o que justifica a ausência de minerais fortemente zonados em seções delgadas.

Clinopiroxênios foram majoritariamente classificados como diopsídio, mas também ocorrem núcleo de cristais pertencentes ao ortogranulito na variedade augita, isso se deve à média de valores de wollastonita ($\text{Wo} - \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) desses núcleos serem ligeiramente menores (~43,7%) que as outras médias (~46,6%), com dois pontos analisados atingindo apenas cerca de 36,5% de wollastonita em sua composição.

Ortopiroxênios apresentam as maiores variações em suas composições, especialmente os do ortognaisse, com as maiores médias de ferrosillita ($\text{Fs} - \text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) ~64,95% e menores de enstatita ($\text{En} - \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) ~33,4% comparado às outras unidades, com médias de ~53,67% (Fs) e ~44,95% (En). Maiores discrepâncias foram encontradas principalmente no ortopiroxênio da lâmina GU76, de ortogranulito, com médias ligeiramente acima de 50% de enstatita.

Anfibólios de todas as sete lâminas foram estudados, todos classificados ao microscópio como hornblenda. Os estudos químicos por microsonda classificaram a maioria dos cristais como pargasita, com alguns cristais considerados como Mg-hornblenda. A única discrepância ocorreu na lâmina GU-53, de ortognaisse, com um cristal classificado como edenita e esta diferença ocorreu devido os altos teores de SiO_2 e CaO , 52,02% e 22,74% e baixos teores de Al_2O_3 e FeO , 1,59% e 2,85%, respectivamente. As médias obtidas nos anfibólios do ortognaisse para esses elementos foram de SiO_2 43,20%, CaO 11,58%, Al_2O_3 10,01%, FeO 17,78%.

A classificação química das biotitas mostrou uma disparidade nos cristais do charnockito em relação às outras unidades. Todos os pontos analisados no charnockito plotaram no campo da anita, enquanto que o restante como flogopita. Essa classificação foi feita a partir de Speer (1984), baseada nos conteúdos de Al total x $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$. Nos cristais de biotita do charnockito as médias de MgO são menores, 10,15%, e de FeO maiores, 20,27%, que as médias das outras unidades, que são 13,82% e 16,19%, respectivamente, isto implicou em uma classificação distinta.

Os cristais de plagioclásio foram classificados em sua grande maioria como andesina, algumas exceções, todos do ortognaisse, foram classificados como oligoclásio. Ocorrem duas disparidades que pertencem a núcleos de grãos do charnockito, uma labradorita (An 51,5%, Ab 46,6%) e outro bytownita (An 76%, Ab 23,3%). Essas duas amostras apresentam valores de CaO e Na₂O de 10,72% e 5,36% para a labradorita e 15,48% e 2,62% para a bytownita, enquanto que a média dos outros cristais da unidade é de 8,72% de CaO e 6,43% de Na₂O e de An 41,82% e Ab 55,88%.

Os feldspatos potássicos foram todos classificados como ortoclásio, com valores médios de Or 91,28% em sua composição. Uma amostra apresentou um valor contrastante dos outros, com 81,5% de ortoclásio em sua composição.

Por fim uma granada foi analisada, do ortognaisse, onde foi traçado um perfil borda a borda no grão que observou variações de até 4% em média nas proporções dos seus membros, mas não alterando a ordem de predominância dos membros no mineral. O membro almandina (Fe₃Al₂Si₃O₁₂) predomina com valores entre 46,52-48,32%, seguido dos membros piropo (Mg₃Al₂Si₃O₁₂), espessartita (Mn₃Al₂Si₃O₁₂) e grossulária (Ca₃Al₂Si₃O₁₂) com proporções variando entre 15,29-21,20%, 16,53-13,28% e 11,91-15,09% respectivamente. Andradita (Ca₃Fe₂Si₃O₁₂) ocorre com valor médio de 3,30% no grão.

Mapas composicionais dos principais elementos químicos que compõem os grãos das fases principais (clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda, plagioclásio e K-feldspato) foram elaborados e corroboraram com o predomínio dos elementos químicos nos grãos obtidos nos estudos de química mineral, além de reforçarem que não ocorrem zonamentos nas fases principais das unidades estudadas. As imagens ainda evidenciam algumas das inclusões mais comuns e grãos em meio a processos de substituição mineral.

11.3 Geotermobarometria

Foram analisados por diferentes métodos a temperatura e pressão de equilíbrio dos pares de anfibólio e plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio e ilmenita e magnetita, além do uso do método de Putirka (2008), equilíbrio líquido com piroxênio, qual faz uso da composição química da rocha total.

A partir do método de Putirka (2008) foram realizados cálculos de equilíbrio de líquido com orto- e clinopiroxênios, utilizando-se para esses cálculos a composição química da rocha no campo do líquido; essas composições foram extraídas de Silva (2009). Considerando-se ortopiroxênio e líquido, as temperaturas médias calculadas foram de 1018,4°C para o ortognaisse, 1194,3°C no ortogranulito e 1120,5°C no charnockito. Para líquido e clinopiroxênio esses valores foram de 1132,2°C para o granulito e 1039,8°C para o charnockito. Tais temperaturas são aqui interpretadas como representando o equilíbrio da cristalização prévia dos piroxênios com o líquido em resfriamento.

Os intervalos que se inserem os resultados, com médias de 1101°C para o equilíbrio entre o líquido e clinopiroxênio e valores um pouco superiores, 1131,8°C, para o líquido e ortopiroxênio são condizentes com temperaturas de equilíbrio das fases minerais estudadas. As pressões, com valores ~5,54 kbar para o ortognaisse e ~6,85 kbar para o granulito sugerem uma profundidade no momento de equilíbrio de cerca de 20 quilômetros, seguindo a premissa de 3 km para 1 kbar com gradiente geotérmico de cerca de 55°C por 1 quilômetro de profundidade.

Para a obtenção de condições P-T através da análise de anfibólio e plagioclásio foram usados dois métodos, (1) Anderson (1996) e (2) através do *software* AX (Holland, 1994), feito junto com cálculo de pressão obtida pelo método de Schmidt (1992). Os valores de temperatura nos pares do ortognaisse, 705,7°C (1) e 734,3°C (2) chamam a atenção pois são menores que as médias obtidas para o ortogranulito 751,6°C (1) e 779,5°C (2) e para os pares de charnockito 741°C (1) e 744,1°C (2). Por outro lado, os valores de pressão médios do ortognaisse, 5,34 kbar (1) e 5,76 kbar (2) são maiores que os do ortogranulito, 4,86 kbar (1), e próximos ao 5,65 kbar (1) obtidos nos pares do charnockito pela planilha de Anderson.

Os valores de temperatura obtidos para este par, no intervalo 700-750°C, são aqui interpretados como relativos a um reequilíbrio entre as duas fases minerais durante um episódio posterior a cristalização, provavelmente metamórfico em fácies anfibolito alto. Cálculos de temperatura efetuados a partir do método de saturação de Zr, em equação proposta por Miller *et al.* (1993), obtendo resultados no intervalo entre 930°C e 1030°C, corroboram com essa tese.

Os valores de pressão variando entre aproximadamente 5 e 6 kbar resultam em profundidades de cerca de 15 a 18 km para posicionamento e consolidação das rochas estudadas, admitindo-se que a pressão aumente aproximadamente 1 kbar a cada 3 km, portanto compatível com estabilização em crosta média e resultando em um gradiente geotérmico em média de 45°C por quilômetro para a porção crustal estudada.

Para obter as temperaturas de equilíbrio do par orto- e clinopiroxênio foi lançado mão de dois métodos, pelo (3) *software* Quilf (Andersen *et al.*, 1996) e (4) Putirka (2008) usando 6 kbar como referência de pressão. As análises desse par se limitaram ao granulito e charnockito. Os valores obtidos foram 694,6°C (3) e 745,3°C (4) para o ortogranulito e 731°C (3) e 724,4°C (4) para o charnockito. Temperaturas dessa ordem não representam equilíbrio das fases minerais durante a cristalização primária, e sim, temperatura de reequilíbrio metamórfico, possivelmente ligada a eventos neoproterozoicos relacionados ao ciclo Brasileiro.

Análises de ilmenita e magnetita foram usadas no *software* Quilf (Andersen *et al.*, 1993) visando o cálculo de temperatura de equilíbrio e fugacidade de oxigênio. Os resultados demonstram que o reequilíbrio, com exsolução de ilmenita a partir de grãos de magnetita primários se deu por volta de ~430°C e valores de fugacidade de oxigênio de -23,62 bars. No diagrama de fugacidade-temperatura de Frost (1991), esses valores se encontram um pouco abaixo do buffer HM (magnetita-hematita), indicando condições mais oxidantes que redutoras no momento do reequilíbrio químico dessas fases que ocorreu em temperaturas bem inferiores aquelas interpretadas como de equilíbrio metamórfico (aproximadamente 700-750°C).

Portanto, tem-se que os ortopiroxênios e clinopiroxênios das rochas entraram em equilíbrio com o líquido em média nas temperaturas de 1131,8°C e 1101°C, respectivamente, com a ocorrência de um episódio metamórfico posterior, onde essas fases entraram em reequilíbrio por volta de temperaturas em média de 725°C, atestado pelos resultados obtidos pelos pares clinopiroxênio-ortopiroxênio e hornblenda-plagioclásio.

Essas diferenças nos resultados de temperatura e pressão de equilíbrio e reequilíbrio que ocorrem entre todas as unidades, especialmente no ortognaisse, seguindo a tendência de valores na ordem: ortogranulito > charnockito > ortognaisse, calculadas a partir de diferentes métodos, corrobora com a tese de Silva (2009) que conclui, a partir de análises geoquímicas, que o magma que gerou o protólito do Ortognaisse Serra da Cangalha é provavelmente diferente daquele(s) que originou os protólitos das rochas metaígneas das outras unidades da área.

12 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDEL-RAHMAN, A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35: 525-541.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17: 1-29.
- ANDERSEN, D., LINDSLEY, D.H., DAVIDSON, P.M. 1993. QUILF: A Pascal program to assess equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz. *Computers & Geosciences*. 19: 1333-1350.
- ANDERSON, J. L., SMITH, D. R. 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *American Mineralogist*, 80: 549-59.
- ANDERSON, J. L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87 (1-2): 125-138.
- BLUNDY, J. D. & HOLLAND, T. J. B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 208-224.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J., 1992. An Introduction to the Rock Forming Minerals, 2nd ed., Longman, 696p.
- FONTES, C.Q., NETTO, C., COSTA, M.R., BALTAZAR, O.F., SILVA, S.L., 1981. Projeto Mimoso do Sul, Relatório Final. DNPM/CPRM, 196p.
- FROST, B.R. 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: D.H. Lindsley (Eds.) *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 25 (1): 1-9.
- HAWTHORNE, F.C., OBERTE, R., HARLOW, G.E., MARESCH, W.V., MARTIN, R.F., SCHUMACHER, J.C., WELCH, M.D. 2012 Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97 (11-12): 2031-2048.
- HEILBRON, M., DUARTE, B. P., NOGUEIRA, J. R. 1998. The Juiz de Fora Complex Of The Central Ribeira Belt, Se Brazil: A Segment Of Paleoproterozoic Granulitic Crust Thust During The Panafrican Orogeny. *Gondwana Research*, 1 (3): 373-382.
- HEILBRON M. & MACHADO N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125: 87-112.
- HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS NETO, M., SILVA, L.C., TROUW, R.A.J., JANASI, V.C., 2004. A Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, 70 V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, XIII, 203–234.
- HEILBRON, M., EUZÉBIO, R., PEIXOTO, C., TUPINAMBÁ, M., GUIA, C., PETERNEL, R., SILVA, L.G.E., RAGATKY, C.D. 2013. O Complexo Juiz de Fora na Folha Santo Antônio de Pádua 1:100.000: Geologia e Geoquímica. *Geociências* 32 (1): 10-23.

- HOLLAND, T.J.B., BLUNDY, J.D. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116: 433-447.
- HORN, A.H. 1986. Plutonite in Espírito Santo - Geochemische Untersuchungen an Intrusivkomplexen des Brasiliano im Küstengürtel von Espírito Santo/Brasilien. Dissertation, Ludwig Maximilians-Universität München: 308p.
- HORN, A. H. 2006. Programa Geologia do Brasil : Folha Espera Feliz 1:100.000 : SE-24-V-A-IV. Relatório final do Projeto Pronageo da CPRM / UFMG - Belo Horizonte.
- LOCOCK, A. 2008. An Excel Spreadsheet to Recast Analyses of Garnet into Endmember Components, and A Synopsis of the Crystal Chemistry of Natural Silicate Garnets. *Computers & Geosciences*, 34: 1769-1780.
- LOCOCK, A. 2014. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers & Geosciences*, 62: 1–11.
- MILLER, C.F., MCDOWELL, S.M., MAPES, R.W. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, June: 529-532.
- MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A.K., GINZBURG, I.V., ROSS, M., SEIFERT, F.A., ZUSSMAN, J., AOKI, K., GOTTARDI, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73: 1123-1133.
- NACHIT, H., RAZAFIMAHEFA, N., STUSSI, J.M., CARRON, J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Comptés Rendus Acad. Sci. Paris*, 301: 813-818.
- PACIULLO, F.V.P., RIBEIRO, A., ANDREIS, R.R., TROUW, R.A.J. 2000. The Andrelândia basin, a Neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília belt. *Revista Brasileira de Geociências*. 30: 200-202.
- PEDROSA SOARES, A.C. & WIEDMANN-LEONARDOS, C.M., 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz-Filho, A.; Campos, D.A.(Eds), *Tectonic Evolution of South America*, 265-285.
- PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., WIEDEMANN, C., PINTO, C. P., 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110 (1-4): 307-323.
- PEREIRA, T.A. 2009. Mapeamento e Petrografia do Ortognaisse Serra da Cangalha, Sul do Espírito Santo. Trabalho de Conclusão de Curso, Depto. de Geologia, UFRJ, 57p.
- PINTO C. P., PEDROSA-SOARES A.C., WIEDEMANN C. M. 1998. Mapa Geológico da porção brasileira do Orógeno Araçuaí-Oeste-Congo. SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Abstracts, 37.
- PUTIRKA, K. D. 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in*

Mineralogy and Geochemistry; 69 (1): 61–120.

RICHARD, L.L. 1995. MINPET Geological Software – mineralogical and petrological data processing system.

RIBEIRO, A., TROUW, R.A., ANDREIS, R.R., PACIULLO, F. V., VALENÇA, J. G. 1995. Evolução das Bacias Proterozoicas e o Termo-Tectonismo Brasileiro na Margem Sul do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 235–248.

SCHMIDT, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contribution to Mineral Petrology*, 110: 304-310.

SCHMIDT-THOMÉ, R. 1987. Der Santa Angélica Pluton im Ribeira Mobile Belt, südliches Espírito Santo, Brasilien: Magmenmischung in einem invers zonierten Pluton. Unveröffentl. Diss. LMU, München: 191p.

SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., SCHMUS, W.R.V. & PIMENTEL, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterisation of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133: 29-61.

SILVA, L.C.; MCNAUGHTON, N.J.; ARMSTRONG, R., HARTMANN, L. & FLETCHER, I., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African system of orogen. *Precambrian Research*, 136: 203-240.

SILVA, P.D., 2009. Caracterização geoquímica do Ortognaisse Serra da Cangalha, sul do Espírito Santo. Trabalho de Conclusão de Curso, Depto. de Geologia, UFRJ, 48p.

SÖLLNER F, TROUW R.A.J. 1997. The Andrelandia depositional cycle (Minas Gerais/Brazil), a post-transamazonian sequence south of the São Francisco Craton: evidence from U-Pb dating on zircons of a metasediment. *Journal of South America Earth Sciences*, 10 (1): 21-28.

SPEER, J.A. 1984. Micas in igneous rocks. In: BAILEY, S.W., ed. *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 13 (1): 299-356.

STRECKEISEN, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12: 1-33.

TROUW, R.A.J., HEILBRON, M., RIBEIRO, A., PACIULLO, F.V.P., VALERIANO, C.M., ALMEIDA, J.C.H., TUPINAMBÁ, M., ANDREIS, R.R., 2000. The central segment of the Ribeira Belt. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, 287–310.

TROUW, R.A.J., PETERNEL, R., RIBEIRO, A., HEILBRON, M., VINAGRE, R., DUFFLES, P., TROUW, C. C., FONTAINHA, M., KUSSAMA, H. H. 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 48: 43-57.

TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., DUARTE, B.P., NOGUEIRA, J.R., VALLADARES, C., ALMEIDA, J.C.H., EIRADO-SILVA, L.G.E., MEDEIROS, S.R., ALMEIDA, C.G., MIRANDA, A., RAGATKY, C.D., MENDES, J.C., LUDKA, I., 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, 15: 67–79.

TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., VALERIANO, C., PORTO JÚNIOR, R., DE DIOS, F.B., MACHADO, M., EIRADO-SILVA, L.G., ALMEIDA, J.C.H. 2011. Juvenile Contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, 21 (2-3): 422-438.

WATSON, E.B., HARRISON, T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letter*, 64: 295-304.

WIEDEMANN, C.M., MEDEIROS, S.R., LUDKA, I.P., MENDES, J.C., MOURA, J.C., 2002. Architecture of Late Orogenic Plutons in the Araçuaí-Ribeira Fold Belt, southeast Brazil. *Gondwana Research*, 5 (2): 381-399.